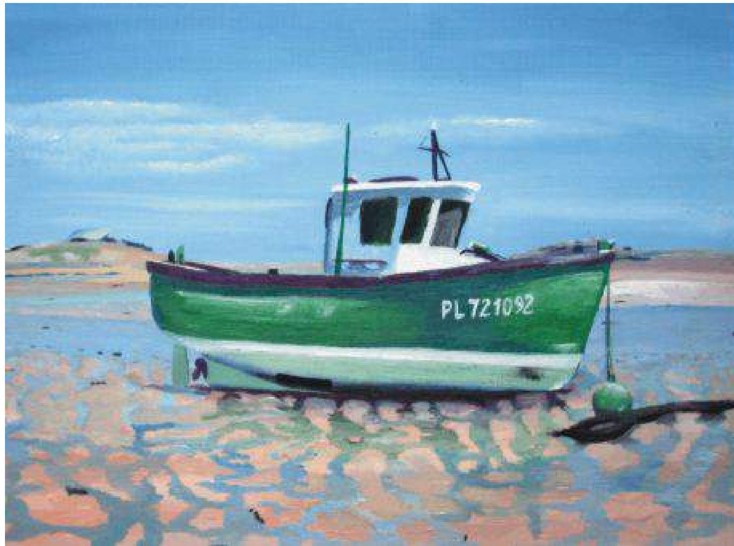
Université de Liège

Faculté des Sciences

Département de Géologie

pétrologie sédimentaire

Une introduction aux processus sédimentaires



Tout au long des éternels estrans miroitants,
infinis marins peuplés d'étranges merveilles,
se tracent des mondes éphémères et mouvants
de rides abstraites que la marée réveille.

Rides de courant dans un chenal de marée, Trégastel, Bretagne, FB (huile sur bois).

Prof. F. Boulvain, 2016

Table des matières

I. Introduction

1. SEDIMENTOLOGIE & PETROLOGIE SEDIMENTAIRE

La sédimentologie est une discipline jeune parmi les sciences de la Terre. Elle est en effet liée à l'essor des études du milieu actuel au cours des dernières décennies. Si le terme "sédimentologie" est relativement neuf et dérive de l'anglais "sedimentology" (terme utilisé depuis 1932), on peut néanmoins reconnaître en Charles Lyell, le père du principe de l'*actualisme* ou mieux, de l'*uniformitarisme*, un des fondateurs de la sédimentologie.

En schématisant, on peut dire que la sédimentologie au sens strict a pour but l'étude des sédiments. La pétrologie sédimentaire s'attache quant à elle à l'étude et la reconstitution des environnements de dépôt anciens, après que les sédiments ont été transformés en roches. Ceci comprend l'identification des processus sédimentaires, des milieux de dépôt, l'étude de leur évolution au cours du temps, la reconstitution de l'architecture des différents environnements au sein d'un bassin de sédimentation et aussi, il ne faut pas l'oublier, l'étude de l'évolution des sédiments au cours du temps (par compaction, diagenèse,...). Cette distinction un peu floue entre sédiments et roches sédimentaires (des sédiments meubles ou consolidés, que le cycle géologique amène hors de leur contexte de dépôt original...) n'a pas une importance primordiale et il est courant d'entendre parler de sédimentologie pour les deux objets d'étude.

Dans cette optique, la sédimentologie peut s'appuyer sur plusieurs autres disciplines: la pétrographie, la stratigraphie (biostratigraphie, lithostratigraphie, stratigraphie séquentielle,...), la cartographie géologique, la géochimie et la géochimie isotopique, la géographie, la biologie, etc.

L'importance de la sédimentologie est considérable: près de 90% de la surface terrestre est couverte de sédiments ou est constituée de roches sédimentaires, avec les proportions suivantes: argilites/siltites: 63%; grès: 22%; calcaires: 15% (chiffres basés sur des mesures directes, pondérées par des méthodes géochimiques). Malgré leur grande étendue, les roches sédimentaires ne représentent cependant que le 1/20e en volume de la croûte superficielle (16 km d'épaisseur). Leur étude est néanmoins capitale pour les raisons suivantes:

- elles contiennent le pétrole, le gaz naturel, le charbon et les fertilisants;
- elles représentent un des principaux aquifères;
- elles contiennent les fossiles, sur lesquels reposent notre connaissance de l'évolution de la vie sur Terre;
- elles sont en relation avec l'atmosphère et l'hydrosphère (cycle du C, etc.);
- elles permettent de reconstituer l'évolution de notre planète par les études paléogéographiques, paléoclimatiques, depuis l'échelle locale jusqu'à celle des bassins. L'enregistrement sédimentaire étant continu, cette reconstitution est elle aussi continue, au contraire des informations apportées par le magmatisme et le métamorphisme.

2. LES PROCESSUS SEDIMENTAIRES DANS LE CYCLE GEOLOGIQUE

Rappelons d'abord ce qu'est le "cycle géologique". Les roches peuvent être classées en trois grands groupes qui sont les roches *ignées* ou *magmatiques*, les roches *sédimentaires* et les roches *métamorphiques*. Les roches ignées résultent du refroidissement et de la cristallisation de magmas, issus soit du manteau, soit de la fusion de roches métamorphiques. Les roches métamorphiques résultent de la modification, par l'action de la chaleur et de la pression, de roches ignées ou sédimentaires, lesquelles proviennent de la lithification par diagenèse de sédiments. Comme ces sédiments proviennent de la désagrégation de roches sédimentaires, métamorphiques ou magmatiques, l'ensemble de ces phénomènes forme un cycle appelé "cycle géologique" (Fig. I.I). Dans le cours qui va suivre, on étudiera les étapes de ce cycle géologique impliquant les **processus sédimentaires**.

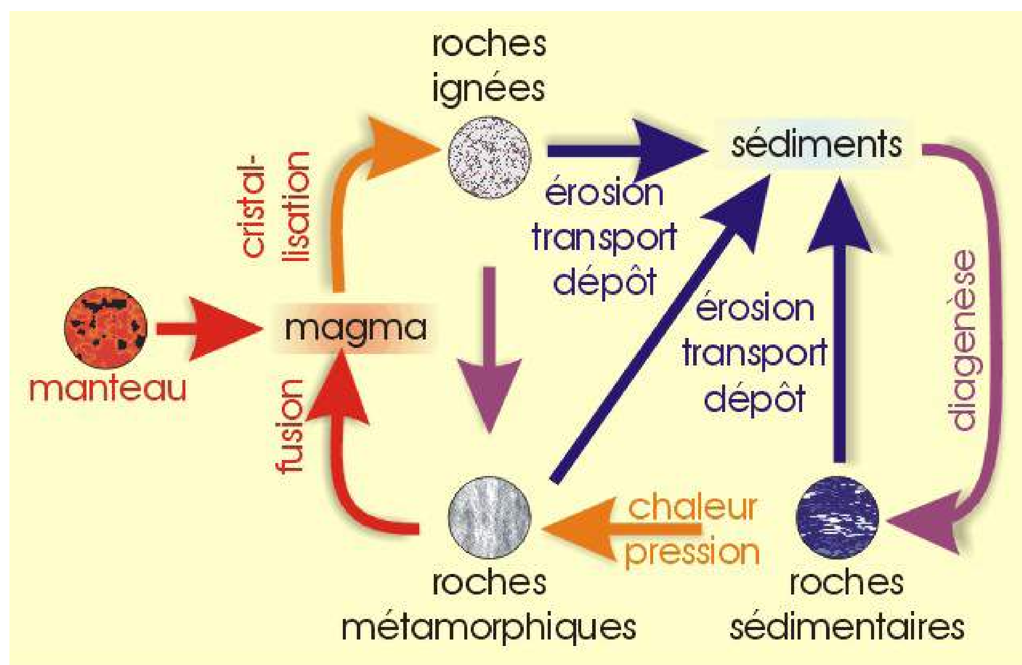


Figure I.I: le cycle géologique.

Au sein du cycle géologique, les processus sédimentaires comprennent l'*altération*, l'*érosion*, le *transport*, le *dépôt* et la *diagenèse*. Les sédiments détritiques, formés de grains issus de la dégradation de roches préexistentes, transportés et déposés dans un bassin de sédimentation, constituent l'illustration la plus évidente de cette partie du cycle géologique. Dans le cas des sédiments biogènes et chimiques, résultats de la précipitation organique et/ou chimique, les constituants sont amenés au bassin sédimentaire sous la forme d'ions solubles. Une exception notable est cependant fournie par les sédiments d'origine volcanique, où les particules sont injectées directement dans le milieu de dépôt.

Plus spécifiquement, **l'altération** est la destruction de roches ignées, métamorphiques ou sédimentaires par désagrégation mécanique et décomposition chimique, voire biologique (gélifraction, insolation, décompression, action des racines, de l'eau, du vent, etc.). L'altération donne naissance à une grande variété de produits: sols, débris rocheux, ions en solution dans les eaux superficielles. **L'érosion** correspond à l'enlèvement de ces produits d'altération des zones d'altération active et le **transport** est leur mouvement vers les zones de **dépôt**. La **lithification** est le résultat de processus comme la compaction, la recristallisation, la cimentation

Les différents **processus sédimentaires** font donc l'objet de ce premier cours introductif. Ils seront d'abord traités séparément dans l'ordre de leur intervention dans le cycle géologique, ensuite, dans le dernier chapitre "transversal", ces processus seront mis en scène dans les principaux environnements marins et terrestres. Dans la suite de l'enseignement, ce sont les "produits", sédiments et roches sédimentaires, qui feront l'objet de notre attention (pétrologie sédimentaire).

Pour en savoir plus:

Quelques ouvrages généraux de sédimentologie:

- F. Boulvain, 2010. Pétrologie sédimentaire: des roches aux processus. Technosup, 259 pp.
- H. Chamley, 1990. Sedimentology. Springer-Verlag, 285 pp. Un bon ouvrage, clair et précis, centré plus sur les sédiments détritiques que sur les carbonates. Pas de photographies, mais de bons schémas.
- I. Cojan & M. Renard, 2006. Sédimentologie (2e édition). Dunod, 444 pp. Un bon ouvrage récent (en français) de sédimentologie intégrant les derniers développements (analyse séquentielle, diagenèse, etc.). Pas beaucoup de photographies, mais de bons schémas.
- D. Prothero & F. Schwab, 1998. Sedimentary geology (an introduction to sedimentary rocks and stratigraphy). Freeman & Co, 422 pp. Très bel ouvrage, récent, bien illustré de schémas et photographies.
- H.G. Reading, 1996. Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy. Blackwell, 688 pp. Bon ouvrage, très complet.
- M. Tucker, 2001. Sedimentary petrology (3rd edition). Blackwell, 262 pp. Une très bonne introduction à la pétrologie sédimentaire, bien illustrée.

Dans une optique plus spécialisée:

- H-E. Reineck & I.B. Singh, 1980. Depositional sedimentary environments. Springer, 549 pp. Un classique, déjà ancien, mais toujours excellent, centré sur les environnements de dépôt des sédiments siliciclastiques. Très belles photographies de figures sédimentaires.

II. L'altération

Si l'on examine un sable fluviatile dans la partie amont du bassin versant d'une zone où affleurent des granites (30 à 50% plagioclases, 5 à 35% FK, 5 à 10% quartz), on constatera paradoxalement que le quartz en est un minéral essentiel. Dans la partie aval du système fluviatile, il peut même être pratiquement seul. C'est **l'altération** qui est responsable de l'augmentation de la proportion de quartz (minéral résistant) dans les sédiments. En effet, les silicates de haute température (péridots, pyroxènes, plagioclases calciques...) sont vulnérables à l'altération car l'arrangement des tétraèdres de silice est peu organisé (néso- , soro- inosilicates).. Les minéraux de moyenne et basse température (inosilicates à deux chaînes, phyllo- et tectosilicates) sont plus résistants. Les verres, amorphes car figés à très haute température, sont les plus vulnérables. Donc, la vulnérabilité à l'altération des minéraux issus de la cristallisation d'un magma décroît proportionnellement à l'ordre de cristallisation précisé, entre autres, dans les séries réactionnelles de Bowen (autre manière d'exprimer les choses...). Dans le cas du quartz, il faut ajouter le fait que ce minéral possède aussi une bonne résistance aux chocs car il ne se clive pas.

L'altération a pour effet de décomposer une roche en (1) des ions solubles et des grains qui vont être mobilisés par l'érosion d'une part et (2) un dépôt résiduel d'autre part, demeurant sur place.

Les mécanismes responsables de l'altération, phénomène prenant place aux températures et pressions "faibles" régnant à la surface de la terre, sont l'*altération physique*, l'*altération organique* et l'*altération chimique*.

1. L'ALTERATION PHYSIQUE

Les processus mis en oeuvre dans l'altération physique sont les suivants:

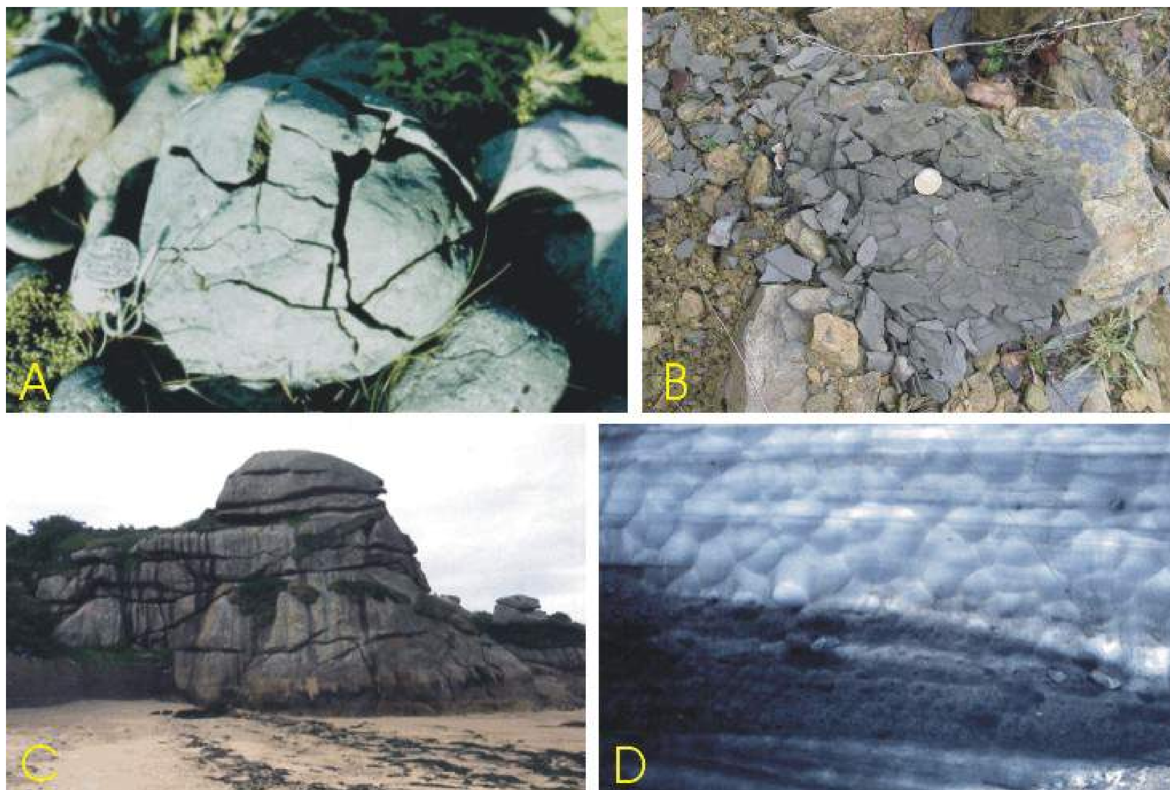
- les alternances de gel-dégel, en climat suffisamment humide, fragmentent les roches (*cryoclastie*). L'eau en gelant augmente son volume de 9-10% et agit comme un coin, élargissant progressivement les fractures;

- les variations répétées de température (40-50°C d'amplitude journalière dans le Sahara) ont aussi le même effet que le gel: les différences de dilatation thermique entre les minéraux d'une roche provoquent l'apparition de fractures;

- la cristallisation de sel ou d'autres minéraux évaporitiques peut également élargir les fissures des roches (*haloclastie*);

- la décompression survient lorsque des roches ayant subit un enfouissement sont libérées de la pression lithostatique par enlèvement des formations surincombantes. Des joints de décompression, pratiquement parallèles à la surface du sol se développent progressivement.

- l'usure mécanique par des grains détritiques emportés par le vent, l'eau, la glace.



Altération physique. A: cryoclastie d'un basalte (roche macrogélive), Islande; B: cryoclastie d'un schiste (roche microgélive), Belgique; C: joints de décompression dans un massif granitique, Ploumanach; D: glace chargée de sable et de graviers, Pyrénées.

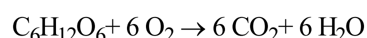


Haloclastie (cristallisation de sel) d'une croûte calcaire en milieu évaporitique (B): Great Salt Lake, Utah, USA (A).

2. L'ALTERATION BIOLOGIQUE

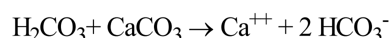
On distingue l'altération provoquée par l'action chimique de composés produits par des organismes (plantes, microbes,...) de l'action purement mécanique de plantes ou d'animaux (par exemple: dilatation progressive des racines jouant le rôle de coin dans des fractures de roches). L'ingestion de matériaux par des animaux vivant dans les sols est un processus faisant intervenir en même temps les deux types de mécanismes cités.

Un premier processus important est l'oxydation de la matière organique (par la fermentation ou la respiration), produisant de l'eau et du CO_2, lui-même impliqué dans des réactions de mise en solution:



$C_6H_{12}O_6 + 6\ O_2 \rightarrow 6\ CO_2 + 6\ H_2O$

La combinaison du CO_2 et de l'eau donne naissance à l'acide carbonique (H_2CO_3), un acide faible qui peut néanmoins solubiliser la calcite (ou un autre carbonate):



$H_2CO_3 + CaCO_3 \rightarrow Ca^{++} + 2\ HCO_3^-$

On a en effet observé que pour une concentration de CO_2 équivalente à la concentration atmosphérique (~3.10^{-4} atm), la concentration de Ca^{++} et HCO_3^- était de respectivement de 20 mg/l et 60 mg/l. Dans un sol où la concentration de CO_2 peut atteindre 3.10^{-2} atm, les concentrations respectives de Ca^{++} et HCO_3^- peuvent augmenter jusqu'à 90 mg/l et 260 mg/l.

L'action des microorganismes est importante et ne se limite pas à la production de CO_2. Dès leur arrivée en subsurface, les minéraux des roches sont soumis à leur métabolisme. Des colonies microbiennes croissent à leur surface, s'infiltrent dans les fractures à la recherche d'éléments essentiels à la vie. L'altération microbienne se manifeste surtout sous la forme d'une dissolution par des acides organiques dont le plus fréquent est l'acide oxalique. L'attaque des minéraux par ces acides libère des cations métalliques qui, combinés aux anions organiques donneront naissance à des complexes organo-métalliques (dans le cas des oxalates, combinés au calcium issu de la dissolution des carbonates, cela donnera naissance à CaC_2O_4, fréquent dans les sols). Beaucoup de microbes possèdent la faculté de produire des molécules spécifiques en fonction du type de minéral à dégrader. L'exemple de la Fig. II.1 montre la mise en solution du fer à partir de hornblende par des bactéries.

Outre l'action des acides organiques, la formation de biofilms d'EPS ("exopolymeric substances" ou polymères extracellulaires) maintient une hydratation constante autour des minéraux qui favorise les réactions de mise en solution.

Ces processus d'altération microbienne par dissolution de minéraux primaires et précipitation de nouveaux minéraux d'origine biogénique (comme l'oxalate de calcium) modifient l'aspect de la roche et méritent le nom de "diagenèse microbienne". Cette diagenèse particulière se marque souvent par la précipitation de microcristaux en remplacement de cristaux plus grands. C'est le processus de "micritisation" dans le cas des carbonates, fréquent en particulier dans les sols.

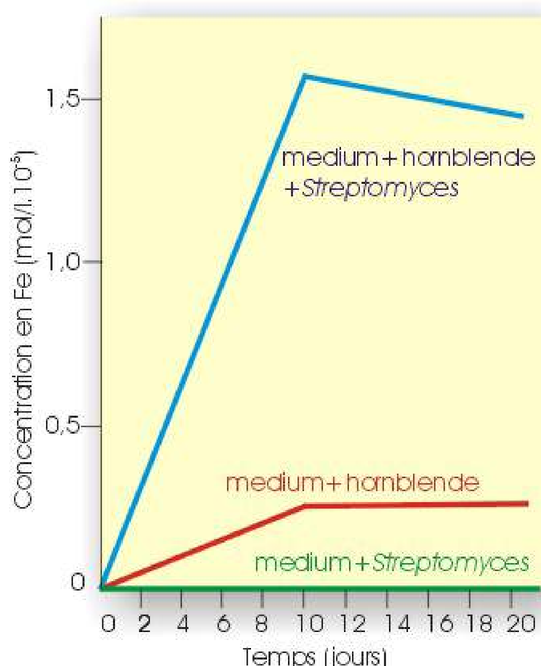


Figure II.1: mise en solution du fer à partir de hornblende, avec ou sans l'intervention de la bactérie du sol Streptomyces. D'après Konhauser (2007), simplifié.

3. L'ALTERATION CHIMIQUE

L'altération chimique agit de deux façons: certains minéraux (halite, calcite) sont dissous totalement et leurs ions sont évacués en solution. D'autres minéraux, comme les micas ou les feldspaths sont transformés en d'autres espèces minérales (surtout en argiles), souvent de granulométrie plus fine et plus facilement mobilisables par l'érosion. La plupart des réactions impliquées dans l'altération nécessitent la présence d'eau et d'air. Passons en revue les réactions les plus significatives.

3.1. Principales réactions chimiques impliquées dans l'altération

- *mise en solution*: c'est la réaction la plus simple, faisant intervenir de l'eau, ou un acide. Envisageons quelques cas concrets:

- la solubilité du quartz est très faible (6 ppm dans les eaux de surface); la réaction de mise en solution est la suivante: $SiO_2 + 2\ H_2O \rightarrow H_4SiO_4$
- la calcite, par contre est beaucoup plus soluble, parce que que l'eau de pluie se charge en CO_2 et agit comme un acide faible lors de sa mise en contact avec la calcite (environ 2000 ppm). La réaction est la suivante: $CaCO_3 + H_2O + CO_2 \rightarrow Ca^{++} + 2\ HCO_3^-$ (bicarbonate en solution).
- la halite et les autres halogénures sont très solubles (solubilités de l'ordre du millier de ppm).

- *hydratation et déshydratation*, ou de manière plus concrète: minéral+eau=nouveau minéral hydraté; la déshydratation étant le processus inverse. Les réactions les plus importantes sont:

- la déshydratation du gypse pour produire de l'anhydrite: $CaSO_4.2H_2O \rightarrow CaSO_4 + 2\ H_2O$;
- l'hydratation de l'hématite pour produire de la limonite: $Fe_2O_3 + 3\ H_2O \rightarrow 2\ Fe(OH)_3$;
- l'hydratation de la kaolinite pour produire de la gibbsite.

- *hydrolyse*. Cette réaction est le processus par lequel un cation d'un minéral est remplacé par le H^+ d'une solution acide. Cette réaction a pour conséquence de détruire le minéral (mise en solution complète) ou de le convertir en une nouvelle espèce. A titre d'exemple, l'olivine et le pyroxène se dissolvent complètement, alors que les feldspaths se dissolvent partiellement, produisant de la silice en solution et des minéraux argileux. Comme les eaux météoriques contiennent du CO_2 dissout, les réactions se présentent comme suit:

- Mg_2SiO_4 (forstérite) + $4\ H_2CO_3 \rightarrow 2\ Mg^{++} + 4\ HCO_3^- + H_4SiO_4$
- $4\ NaAlSi_3O_8$ (albite) + $4\ H_2CO_3 + 18\ H_2O \rightarrow 4\ Na^+ + 8\ H_4SiO_4 + Al_4Si_4O_{10}(OH)_8$ (kaolinite) + $4\ HCO_3^-$

(Remarque: ces réactions d'altération des minéraux silicatés sont donc des "pompes" à CO_2 atmosphérique!)

- *oxydation-réduction*. Le processus d'oxydation le plus connu est la transformation de Fe^{2+} en Fe^{3+}; le Mn se comporte de la même manière que le fer, avec la pyrolusite (MnO_2) et la manganite ($Mn_2O_3.H_2O$) comme principaux produits d'oxydation.

- $(Fe^{2+})_2SiO_4 + 1/2\ O_2 + 5\ H_2O \rightarrow 2\ Fe^{3+}(OH)_3 + H_4SiO_4$
- $4\ FeS_2 + 15\ O_2 + 8\ H_2O \rightarrow 2\ Fe_2O_3 + 8\ H_2SO_4$

constituants solubles	Na^+, Ca^{2+}, K^+, Mg^{2+}, H_4SiO_4, HCO_3^-, SO_4^{2-}, Cl^-
minéraux résiduels	quartz, zircon, magnétite, ilménite, rutile, grenat, sphène, tourmaline, monazite
minéraux néoformés	kaolinite, montmorillonite, illite, chlorite, hématite, goethite, gibbsite, boehmite, diaspore, silice amorphe, pyrolusite
constituants organiques	acides organiques, acides humiques, kérogène

Tableau II.1: produits les plus courants de l'altération chimique.

3.2. Les paramètres qui contrôlent l'altération chimique

Le *climat* est probablement le facteur le plus important dans le contrôle de l'altération chimique. Si l'on considère en effet l'aspect cinétique des réactions chimiques, il est clair qu'une température élevée va les favoriser. L'humidité est également importante, puisque beaucoup de réactions se passent en milieu aqueux. L'altération chimique est donc prééminente en climat chaud et humide. En climat froid, même si les précipitations sont abondantes, l'eau est à l'état de neige ou de glace, favorisant plutôt l'altération physique (Fig. II.2). D'autres facteurs occupent également une place importante, quoique plus indirecte: c'est par exemple le cas du drainage. Si les ions mis en solution ne sont pas évacués, un équilibre chimique sera atteint et les réactions d'altération vont s'arrêter. Le *relief*, également, contrôle la pente des réseaux fluviatiles et la rapidité des courants, donc l'intensité de l'évacuation des ions: on a pu montrer par exemple que pour des circulations faibles, l'albite est transformée en kaolinite, alors qu'avec une circulation plus rapide, elle est transformée en gibbsite (car l'acide silicique est évacué).

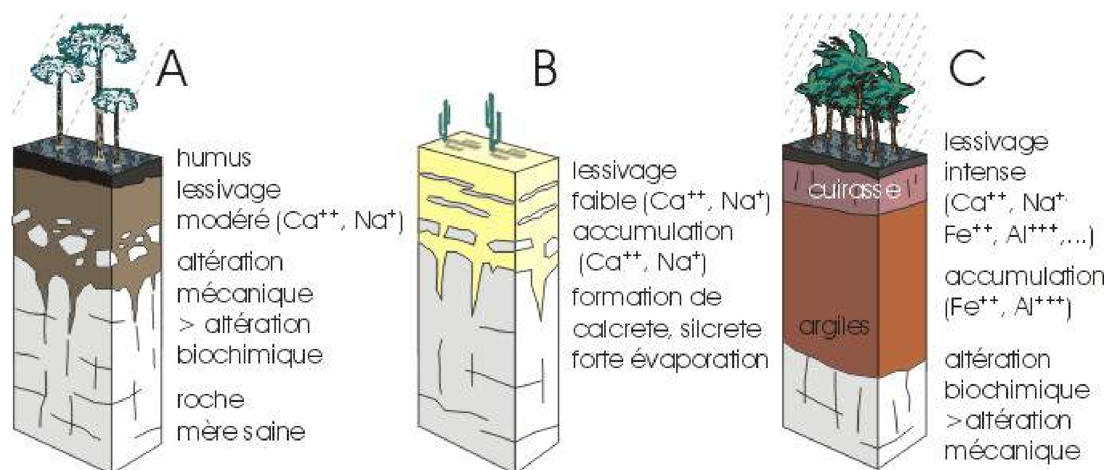


Figure II.2: influence du climat sur le profil d'altération. En climat tempéré, l'altération mécanique domine. L'altération biochimique est faible et consiste surtout dans le départ de cations très solubles comme Na^+ et Ca^{++} des minéraux les moins stables (A). En climat aride, la pluviosité très faible et la forte évaporation permettent la précipitation sur place des cations solubles et la constitution d'un horizon induré (calcrete, silcrete, B). En climat tropical humide et en climat équatorial, l'altération est surtout chimique. L'eau abondante et chaude provoque une mise en solution de la plupart des minéraux, avec précipitation des ions Fe, Al, Si et développement d'une cuirasse latéritique. Un horizon riche en argile se met aussi en place et résulte de processus de néoformation à partir des minéraux de la roche-mère et à partir des ions venant des

horizons supérieurs (C).

L'*acidité-alcalinité* et le *degré d'oxydo-réduction* des eaux sont également des paramètres importants contrôlant l'altération chimique. Si l'on porte en graphique l'Eh en fonction du pH pour des environnements naturels variés (Fig. II.3), on constate que l'eau pluviale est légèrement acide, tout comme les sols. Ce sont donc deux environnements où dissolution et hydrolyse vont jouer un rôle dominant. Par contre, le pH de l'eau de mer est de l'ordre de 8: peu de réactions d'hydrolyse ont donc lieu en milieu sous-marin. On observe aussi que la plupart des environnements en contact avec l'atmosphère sont oxydants. Des conditions réductrices ne sont observées que dans des milieux isolés de l'atmosphère (bassins stratifiés, nappes profondes,...) ou des milieux dont tout l'oxygène est consommé (par exemple suite à l'oxydation de la matière organique).

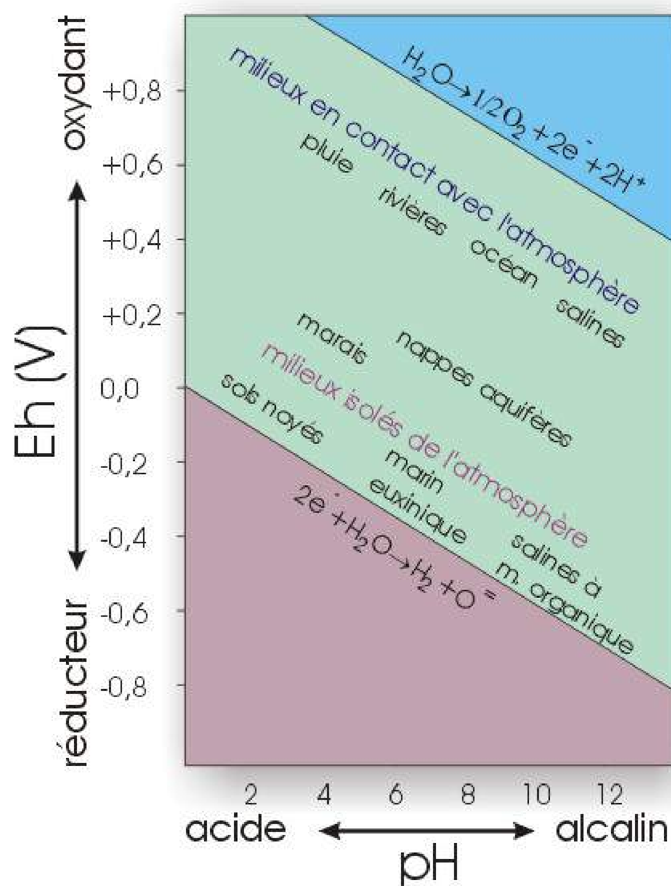


Figure II.3: graphique des propriétés Eh/pH des principaux environnements naturels.

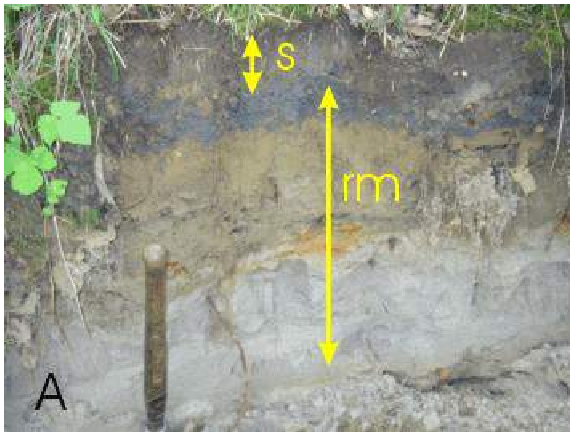
3.3. Exemple: l'altération des roches magmatiques

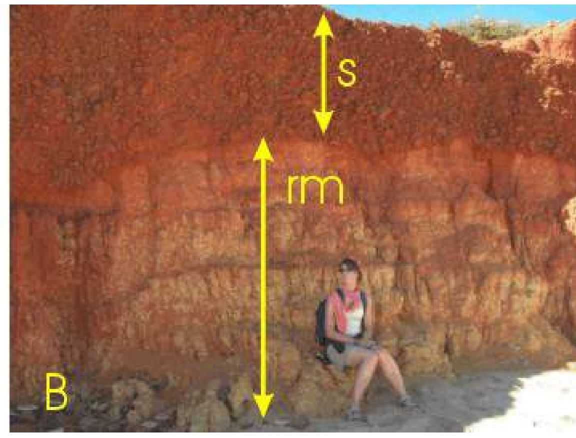
Ces roches sont en déséquilibre thermodynamique lors de leur arrivée à l'affleurement. Il s'agit généralement de roches polyminérales et leur sensibilité à l'altération est fonction à la fois de l'altérabilité des différents minéraux et de la structure de la roche. A sensibilité égale des minéraux, les roches à gros grains (pegmatites) sont plus vulnérables que les roches à grains fins (aplites).

L'altérabilité des minéraux constituants des roches magmatiques est en fonction inverse de leur ordre de cristallisation dans les magmas. Cette relation est également présente dans le groupe des feldspaths, où l'orthose est peu altérable, alors que les plagioclases le sont plus. Au sein des plagioclases, la sensibilité à l'altération augmente de l'albite à l'anorthite.

Prenons l'exemple des réactions mises en jeu lors de l'altération de l'orthose:

- les premiers stades de l'altération de l'orthose aboutissent à la formation de minéraux argileux, l'illite, ou si le drainage est mauvais, les smectites:
  orthose + eau → illite + silice + potassium (entraîné en solution)
  Ce processus est appelé *bisiallitisation* car le rapport Si/Al (égal à 3 dans l'orthose) est de 2 dans l'illite;
- en cas de lessivage plus important de la silice (altération plus poussée), on obtient de la kaolinite ou le rapport Si/Al est de 1. Il s'agit du processus de *monosiallitisation*;
- enfin, dans le stade ultime (climat tropical humide), toute la silice est lessivée et il ne subsiste qu'un hydroxyde d'aluminium, la gibbsite, dans laquelle le rapport Si/Al est égal à zéro. Ce processus est appelé *allitisation* et aboutit à la formation de bauxites mais, comme le plus souvent le produit d'altération contient du fer, on parle de *ferrallitisation* ou de *latérisation*.





Profils d'altération. A: en climat tempéré, Habay, Belgique. Un sol très peu épais surmonte des sables et argiles triassiques. B: en climat tropical, Broome, Australie. La coloration rouge du sol est due à l'accumulation des oxydes-hydroxydes de fer; rm: roche-mère ; s: profil d'altération.

III. L'érosion

L'érosion correspond à la mobilisation des produits de l'altération. Une fois libérés, ces produits sont transportés par l'air, l'eau, la glace (...), laissant certaines "formes d'érosion" caractéristiques sur le massif rocheux soumis à l'altération. Nous envisagerons ci-dessous les plus courantes.

1. EROSION EOLIENNE

1.1. Déflation éolienne

Le vent n'est un agent efficace que dans les régions arides: la présence d'une couverture végétale diminue en effet fortement son action.Il ne peut déplacer que des éléments fins (les limons sont entraînés à partir d'une vitesse de 3 m/s, alors que les sables nécessitent 10 m/s).

Le vent soufflant sur une surface désertique balaie les particules les plus fines et peut faire apparaître la surface rocheuse (*hamadas* sahariennes). Lorsque le sol comporte des matériaux de taille variée (sols alluviaux, par exemple), la déflation élimine la fraction la plus fine, laissant sur place un désert pavé de cailloux (*reg*). Lorsque le sol est argileux, on observe la formation de longues rigoles métriques (*yardangs*). La déflation est responsable de la formation de grandes dépressions désertiques comme les *chotts* du Sahara ou les *playas* des déserts américains. La déflation s'exerce jusqu'à ce que le niveau hydrostatique soit atteint. A ce moment, elle s'arrête et il s'ensuit des surfaces planes s'étalant sur des centaines de kilomètres, souvent indurées par une croûte de sel.



A: surface désertique ayant subi la déflation éolienne, responsable de la concentration des éléments les plus grossiers (reg); B: détail montrant la coloration noirâtre et l'aspect brillant des cailloux: cette patine est le "vernis du désert". Hmar Laghdad, Anti-Atlas, Maroc.

1.2. Corrasion

Les grains de quartz transportés par le vent polissent les cailloux résiduels en façonnant des *dreikanters* ou des *cailloux tétraédriques* (suivant le nombre de faces), caractérisés par des facettes planes réunies par des angles émoussés. Les grains transportés eux-mêmes sont piquetés et mats, subsphériques. Ils sont appelés "ronds-mats" en morphoscopie et présentent des croissants et des figures en V, dûs aux chocs. La concentration plus grande des grains de sable à proximité du sol provoque une érosion différentielle avec la formation de rochers en champignons.

Lorsqu'elle s'exerce sur des roches où alternent lits, lamines,... durs et plus tendres, la corrasion provoque une érosion différentielle qui met en évidence le contraste de dureté.

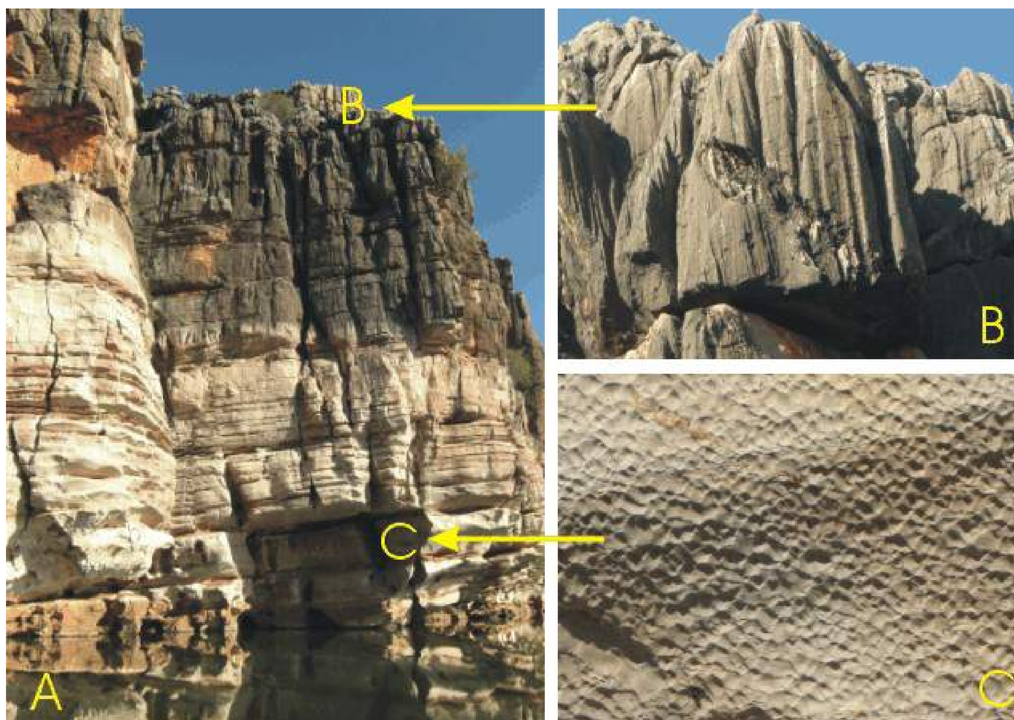
2. RUISSELLEMENT ET EROSION FLUVIALE

Le ruissellement se déclenche si les précipitations sont supérieures à la capacité d'infiltration. C'est le cas général des terrains imperméables, comme les terrains argileux ou schisteux, où, après une forte pluie, les eaux empruntent les fissures du sol, les élargissent progressivement en chenaux parallèles qui fusionnent par écroulement des crêtes qui les séparent. En même temps, les têtes des chenaux reculent vers l'amont (érosion régressive). Ce processus est responsable de la formation des "bad lands". Le refus d'infiltration peut aussi provenir de l'affleurement d'une nappe d'eau ou encore de la formation d'une croûte imperméable par l'impact des gouttes de pluie.



Formation de "bad lands" par érosion régressive dans un versant; Piau Engaly, Pyrénées, France.

En terrain calcaire, l'usure et la dissolution par les eaux de ruissellement forment les *lapiez,* structures verticales suivant les lignes de plus grande pente. Les eaux courantes peuvent former des *cupules de dissolution*.



Formes de dissolution par les eaux courantes et de ruissellement. A: vue générale de la paroi calcaire surplombant la rivière Fitzroy (Australie); la partie inférieure (blanche) est régulièrement inondée par les crues de la rivière, alors que la partie supérieure est toujours exondée. Des formes de dissolution différentes en résultent: lapiez (B) verticaux dans la partie supérieure de la paroi et cupules (C) dans la partie inférieure.

Dans des dépôts très hétérogènes (moraines), la présence de blocs très lourds rend l'argile sur laquelle ils reposent plus compacte et la protège du ruissellement: c'est de cette façon que naissent les *cheminées de fées* ou *demoiselles coiffées*. Les *chaos granitiques* sont dus à la mobilisation de *l'arène* (sable issu de la désagrégation du granite), ce qui dégage les boules de granite non altéré, empilées en désordre (Ploumanach). Les *paysages ruiniformes* se développent dans des formations hétérogènes qui présentent des différences de solubilité (dolomie-calcaire) ou de dureté (sable-grès).



Demoiselles coiffées dans une moraine à Théus, près de Gap (France).





A: formation d'un chaos granitique par desquamation des granites le long des joints; Ile Grande, Bretagne; B: évacuation de l'arène et basculement des blocs ainsi dégagés, avec formation d'un chaos; Trégastel, Bretagne.



Exemple d'un paysage ruiniforme: le cirque dolomitique de Mourèze (Jurassique), Larzac, France.



Un autre exemple célèbre de paysage ruiniforme: Bryce Canyon, Utah, USA. Il s'agit de grès et d'argiles tertiaires.

2.1.Cuestas

Des successions sédimentaires faiblement inclinées, formées d'alternances de couches tendres et de couches résistantes à l'érosion peuvent donner naissance à un relief en *cuestas* (Fig. III.1). La cuesta comprend un *front*, plus ou moins abrupt, dû à l'interruption de la couche résistante, une *dépression* longeant le pied de l'abrupt et creusée dans les couches tendres et un *revers* qui correspond à peu près au dos de la couche résistante inclinée. En avant du front, il arrive que des reliefs isolés témoignent de l'ancienne extension de la formation résistante: ce sont des *buttes-témoins*. Divers facteurs modèlent la morphologie de la cuesta: citons essentiellement la différence de résistance à l'érosion des deux formations qui conditionne le caractère plus ou moins abrupt du front; le pendage et l'épaisseur relative de la formation résistante qui tous deux contrôlent l'aspect plus ou moins rectiligne du front: une formation résistante mince ou de faible pendage donnera naissance à un front très disséqué par l'érosion et donc très sinueux au contraire d'une formation résistante épaisse ou de pendage élevé.

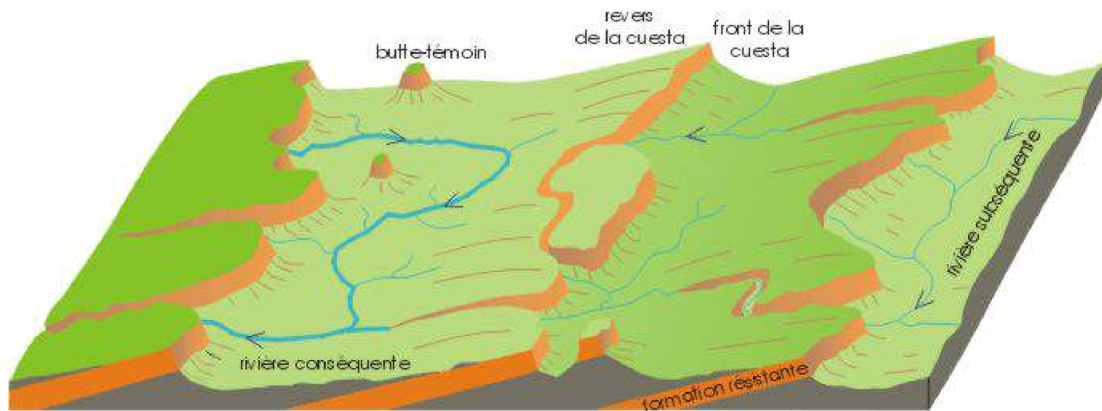


Figure III.1: schéma montrant la disposition théorique des cuestas et de leur réseau hydrographique.

En ce qui concerne le réseau fluviatile, il est soit conséquent (et il suit le pendage général des formations en entaillant la cuesta, sans que la dureté relative des roches intervienne), soit subséquent et longe le front de la cuesta en respectant les couches les plus résistantes.

La Lorraine belge offre un bel exemple de relief en cuestas, avec des formations résistantes (grès, calcaire), alternant avec des formations plus tendres (argile, marne), affectées d'un très faible pendage vers le sud.



Cuesta formée par les grès de la Formation de Wingate (Jurassique) reposant sur les argilites et siltites rouges plus tendres de la Formation de Chinle (Trias). Bitter Springs, Arizona, USA.



Une cuesta vue d'avion (Utah, USA). Remarquer le réseau conséquent qui entaille profondément le front de la cuesta.

2.2. Torrents

Les torrents forment la partie amont des systèmes fluviatiles, localisés dans des régions fortement déclives. Un torrent comprend trois parties: le bassin de réception, sorte de cirque où se rassemblent les eaux de ruissellement et où dominent les processus d'érosion; le chenal d'écoulement, souvent étroit et à pente forte; le cône de déjection où sont déposés une partie des matériaux mobilisés (Fig. III.2).

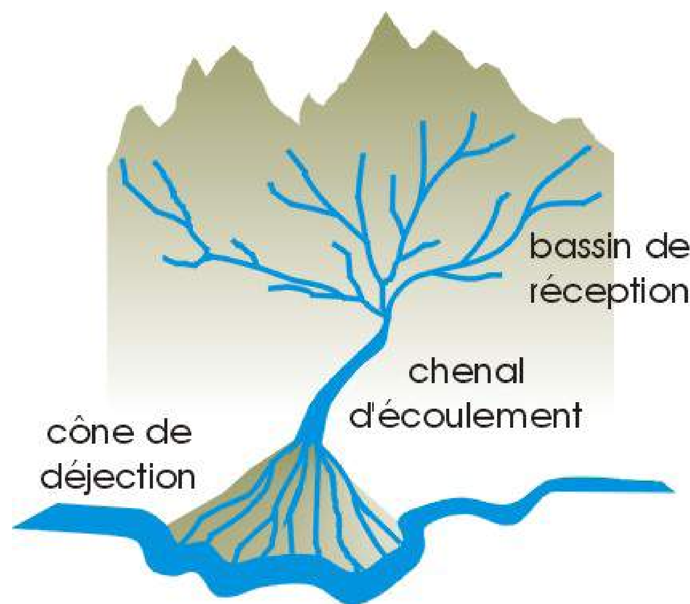


Fig. III.2: les différentes composantes d'un torrent.



Les composantes de la partie amont d'un système fluviatile (Vignemalle); A: bassin de réception=glacier; B: torrent glaciaire; C: plaine d'épandage avec chenaux en tresses.

2.3. Rivières et fleuves

2.3.1. Erosion verticale

L'eau des rivières et des fleuves provient d'une part des nappes aquifères dont la surface supérieure correspond au lit des cours d'eau (alimentation permanente) et d'autre part du ruissellement sur les versants (alimentation occasionnelle).

Le réseau fluviatile peut être *conséquent* (il suit la ligne de plus grande pente du terrain et est perpendiculaire au rivage) ou *subséquent* (il s'écoule dans les substrats tendres en contournant les terrains les plus résistants). Un réseau fluviatile conséquent a en général un aspect dendritique, hiérarchisé, tandis qu'un réseau subséquent a un aspect en treillis orienté en fonction des directions des couches géologiques (exemple: ruisseaux et rivières du Condroz). Par ailleurs, lorsque les cours d'eau s'enfoncent dans leur substrat, deux mécanismes sont possibles: la *surimposition* correspond au déblaiement progressif d'une couverture meuble par érosion alors que l'*antécédence* est le résultat de l'encaissement d'un réseau déjà formé par remontée progressive du substrat. Ces phénomènes donnent naissance à des réseaux fluviatiles peu adaptés à la géologie et au relief préexistants.

A un moment déterminé et en un point déterminé de son cours, tout écoulement d'eau possède une certaine énergie. Cette énergie dépend du débit et de la vitesse. La vitesse est elle-même fonction de la pente longitudinale du lit. Une partie de l'énergie du cours d'eau est utilisée par le transport de la charge (sable, galets,...); une autre partie est consommée par les frottements internes entre les filets d'eau, surtout si le régime est turbulent. Le surplus est disponible pour éroder. On parlera d'énergie brute pour l'énergie totale du cours d'eau et d'énergie nette pour celle qui est utilisée à éroder (=énergie brute - transport de la charge - frottements). On comprend donc par exemple que si l'énergie brute n'est pas suffisante pour le transport et les frottements, le cours d'eau non seulement ne peut éroder, mais dépose une partie de sa charge.

En s'enfonçant par érosion, les cours d'eau creusent des vallées qui possèdent un profil caractéristique en "V". En terrain massif et dur (granite), la tendance est à l'enfoncement vertical (gorges). En climat périglaciaire, le profil transversal des vallées devient dissymétrique, phénomène dû à l'action de l'insolation sur un des versants.

Le profil longitudinal des systèmes fluviatiles matures est également caractéristique et résulte d'un équilibre à long terme entre la charge transportée et la pente (la pente d'équilibre n'est pas celle qui permet juste au cours d'eau de couler, mais bien celle qui lui permet de couler et de transporter). On y relève

les caractères suivants:

- le creusement se fait en remontant à partir du *niveau de base* (érosion régressive);
- Le niveau de base correspond au niveau de la mer dans le cas des fleuves. Dans le cas des rivières, il correspond à la confluence avec une rivière plus grande;
- l'équilibre vers lequel tend le profil longitudinal du cours d'eau se fait par creusement des sections à pente trop prononcée et remblaiement des sections à pente trop faible (Fig. III.3A);
- le *profil d'équilibre* est concave, tangent vers le bas au niveau de base (Fig. III.3A). Lorsque cette situation est atteinte, l'érosion s'arrête; une chute du niveau de base amène une reprise d'érosion; une remontée du niveau de base provoque un alluvionnement (dépôt de sédiments) (Fig. III.3B).

La décroissance générale de la pente du profil s'explique par le fait que le débit augmente vers l'aval et que la granulométrie des sédiments transportés diminue. Il ne faut cependant pas croire que le profil d'équilibre des fleuves tend à s'annuler complètement au voisinage de la mer, puisqu'ils ont encore une charge à transporter (notons que la transgression post-glaciaire est responsable de l'envahissement de la partie inférieure des vallées fluviales et que certains fleuves n'ont peut-être pas encore atteint leur nouveau profil d'équilibre).

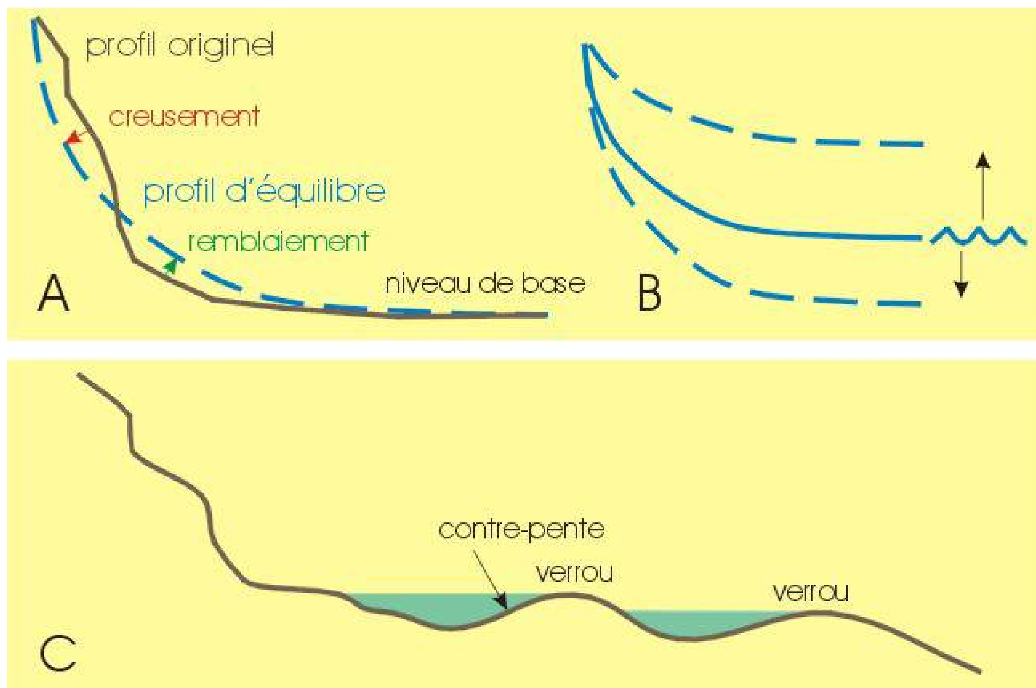


Figure III.3: A: acquisition du profil d'équilibre par un cours d'eau. B: modification du profil d'équilibre lors d'une montée ou d'une baisse du niveau de base. C: profil longitudinal d'une vallée glaciaire; après disparition du glacier, les parties de la vallée situées en amont d'un verrou peuvent abriter un lac.

Dans la plupart des cas, le lit des cours d'eau est délimité par des berges, définissant le *lit mineur*. Au-delà des berges se situe la plaine d'inondation ou *lit majeur*. Dans certains cas, un *chenal d'étiage* apparaît dans le lit mineur.



Lit majeur et lit mineur révélés suite à une inondation. Le lit mineur est encore visible par les arbres qui le bordent. Vue d'avion, USA.

Une *terrasse* se forme chaque fois que le cours d'eau s'encaisse dans ses propres alluvions (reprise d'érosion): la surface du lit majeur est alors suspendue au-dessus du cours d'eau. Si le phénomène se reproduit à plusieurs reprises, on a formation de terrasses étagées ou emboîtées (Fig. III.4). La terrasse la plus basse est toujours la plus récente.

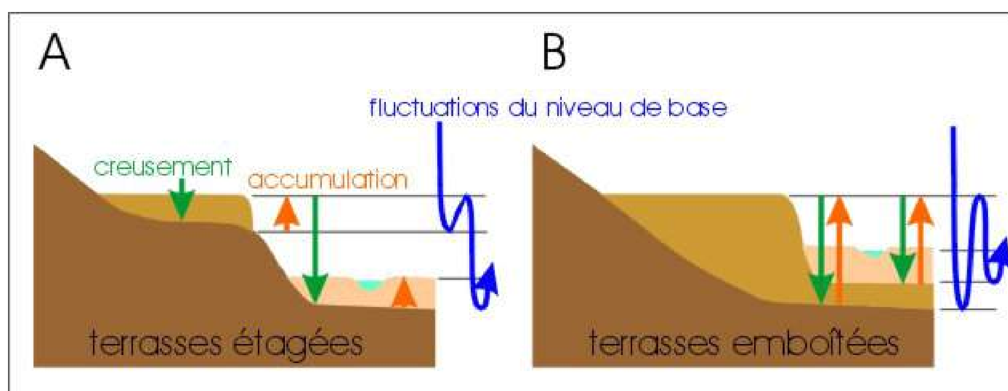


Figure III.4: terrasses étagées et terrasses emboîtées. A: les chutes du niveau de base provoquent un encaissement successif avec des terrasses de plus en plus jeunes vers le bas; B: la première chute du niveau de base est très accentuée, provoquant un profond encaissement; par la suite, les chutes du niveau de base ne sont plus aussi fortes et n'entament plus que la terrasse la plus ancienne.



Nombreuses terrasses étagées à Pokhara (Népal). La terrasse t1 est la plus ancienne et la terrasse t5 est la plus récente.



Autre exemple de terrasse dans la vallée de la Snake river, Wyoming, USA.

2.3.2. Erosion latérale

En plus de l'érosion verticale, se produit dans les rivières une érosion latérale, conduisant à la formation d'une plaine alluviale. Ce type d'érosion apparaît quand le profil d'équilibre est presque réalisé et que l'érosion verticale devient faible. Comme l'érosion latérale est fortement contrôlée par la résistance des roches à l'érosion, la largeur de la plaine alluviale est variable et généralement réduite dans les roches dures. Le mécanisme de l'érosion latérale est lié principalement au développement des *méandres*.

Une fois formés, les méandres ont tendance à se déplacer vers l'extérieur et vers l'aval du cours d'eau par érosion sur la rive concave (où la vitesse du courant est la plus forte) et dépôt sur la rive convexe (où la vitesse est la plus faible). L'accumulation des sédiments se fait sous la forme de *point bars* ou

lobes de méandre. Le recoupement des méandres génère des méandres abandonnés (Fig. III.5).

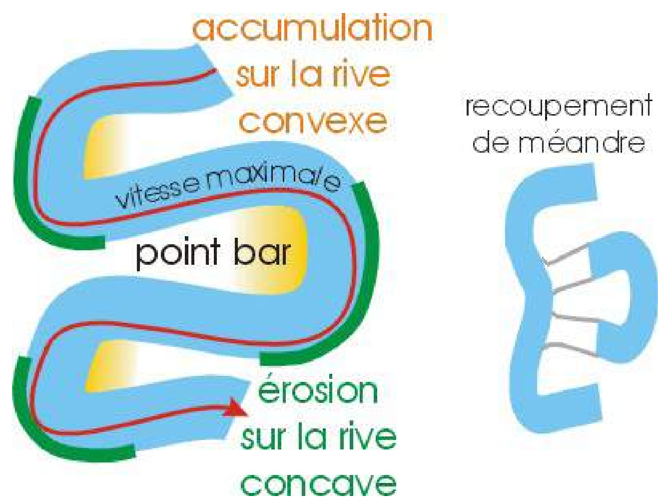


Figure III.5: formation des méandres par érosion de la rive concave et sédimentation sur la rive convexe. L'ensemble se déplace vers l'aval. Recoupement de méandre et développement d'un méandre abandonné.



Développement d'un point bar par dépôt de sédiment le long de la rive convexe; de petites rides de courant se forment au sommet; La Chevratte, Lahage, Lorraine belge.



Exemple de méandre recoupé: le Cirque de Navacelle, Hérault, Causse du Larzac, France. Le cours actuel de la rivière est figuré en trait plein; le cours parcourant l'ancien méandre en tiretés.



Autre exemple de méandre recoupé à Minerve, Montagne Noire, France. Dans ce cas-ci, le recoupement est souterrain: c'est le résultat de la dissolution du calcaire. L'entrée du cours souterrain de la Cesse se marque à gauche de la photo par un spectaculaire pont naturel. L'ancien cours est visible à droite, sous le pont; à ce niveau, le lit de la rivière est plusieurs mètres plus haut que le lit actuel.

Il faut remarquer que le développement des méandres est aussi le reflet d'un certain équilibre entre érosion et transport: un chenal sinueux étant plus long qu'un chenal rectiligne, sa pente est plus faible et la vitesse du courant (et donc la possibilité de transporter des sédiments) est plus réduite. Une rivière n'est donc pas libre de développer indéfiniment des méandres; il faut qu'elle conserve assez de puissance pour transporter sa charge, sinon son chenal se comble, des inondations de plus en plus fréquentes se produisent et il apparaît un tracé moins sinueux. En d'autres termes, on peut dire que si une rivière peut s'adapter à des conditions hydrodynamiques nouvelles par érosion verticale ou remblaiement, elle peut s'adapter également en modifiant ses méandres.

Certains méandres présentent un aspect particulier. Ainsi, dans les roches schisteuses, l'érosion latérale s'exerçant beaucoup plus facilement dans une direction, les méandres peuvent prendre une forme étirée (méandres de la Semois).

3. EROSION KARSTIQUE

Les formes d'érosion qui résultent de la dissolution de roches (surtout calcaires mais pas uniquement) par les eaux douces sont très particulières: elles reçoivent le nom de *morphologie karstique* d'après une région de la Croatie. Les différents éléments d'un paysage karstique sont schématisés à la Figure III.6.

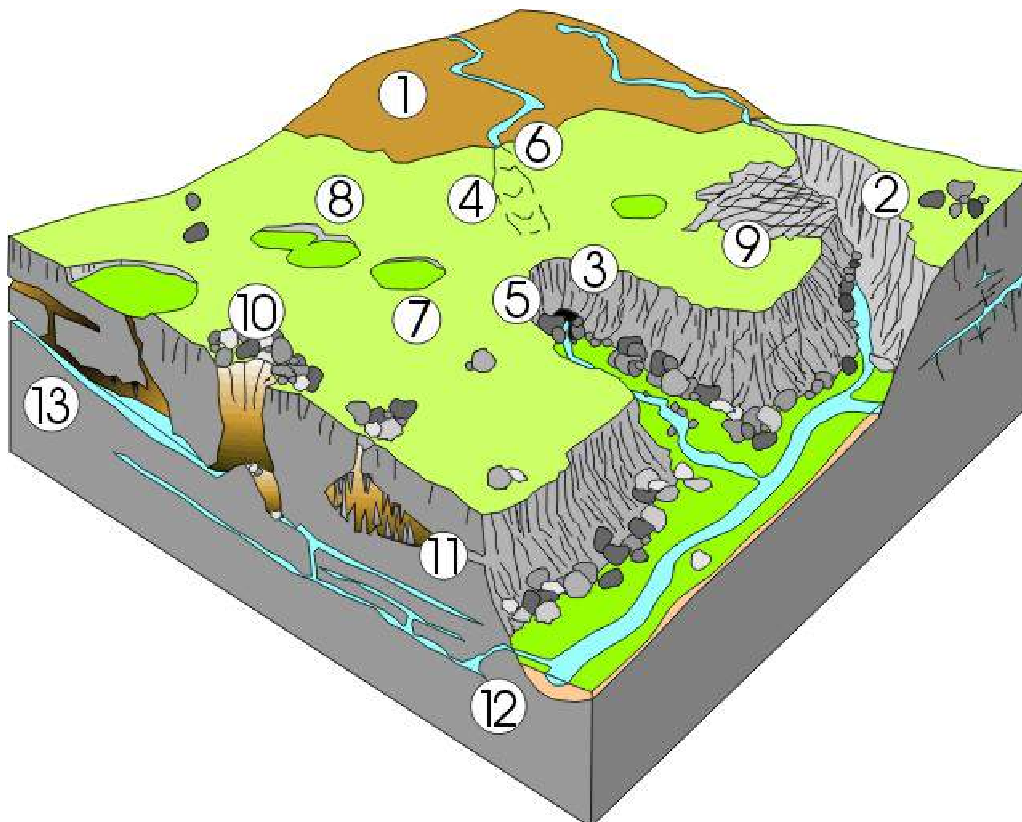
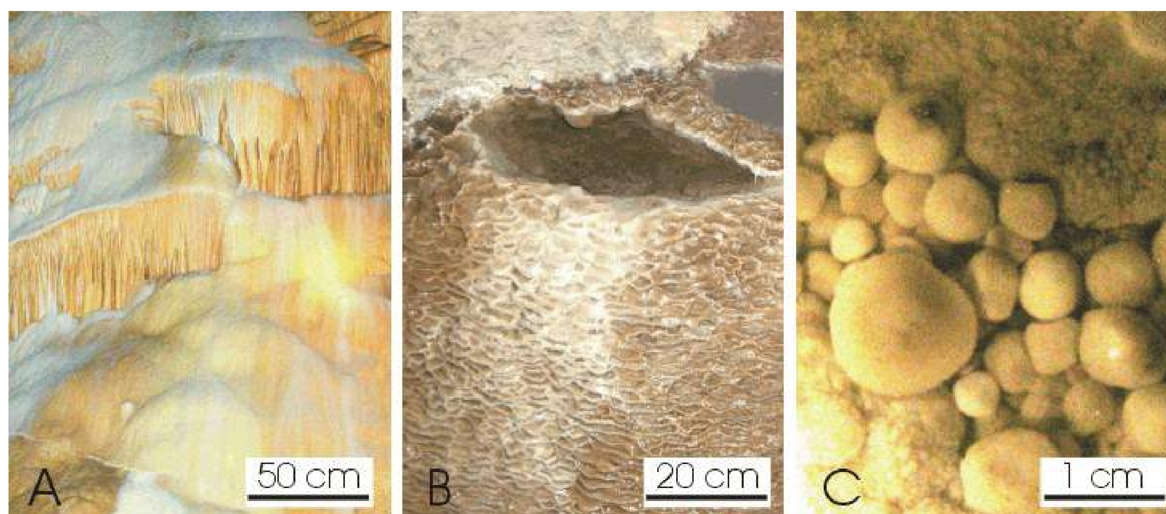


Figure III.6: Eléments géomorphologiques d'un paysage karstique. (1) terrains non karstiques; (2) canyon; (3) reculée; (4) vallée sèche; (5) résurgence de rivière; (6) perte; (7) doline; (8) ouvala; (9) lapiez; (10); aven; (11) grotte; (12) source vauclusienne; (13) rivière souterraine.

On distingue des morphologies souterraines et des morphologies aériennes:

- Le réseau souterrain ou *endokarst* est influencé par les discontinuités géologiques: cassures, diaclases, failles du massif calcaire qui conditionnent la direction des galeries. On distingue la partie fossile du réseau, dénoyée, de la partie active où s'écoulent les rivières souterraines. Les *spéléothèmes* regroupent toutes les formes de concrétionnement comme les *stalactites* (caractérisées par un canal central où circule l'eau), les *stalagmites* (pleines), les *draperies*, etc. Les *gours* sont des barrages édifiés sur le fond des cours d'eau souterrains, souvent à l'intervention d'obstacles. Les *pisolithes* sont des concrétions sphériques résultant de mouvements tourbillonnants dans des cuvettes. Toutes ces concrétions résultent du dégazage du CO_2, provoquant la précipitation de $CaCO_3$.



Spéléothèmes. A: draperies dans la grotte du Père Noël à Han-sur-Lesse; B: gours, rivière souterraine, Canning Basin, Australie; C: pisolithes, carrière souterraine de Mazy.

- Les formes aériennes (*exokarst*) comprennent les *canyon* et *avens*, résultant de l'effondrement du toit de galeries et de salles proches de la surface, les *dolines*, dépressions circulaires où s'infiltrent les eaux de surface, les *ouvalas*, résultant de la coalescence de plusieurs dolines, les *poljés*, plaines karstiques endoréiques où s'observent des reliefs résiduels ou *mogotes*. Les *reculées* sont des échancrures dans un plateau calcaire débouchant sur un cirque au fond duquel s'observe en général une *résurgence* et les *vallées sèches* sont des vallées abandonnées suite à l'infiltration souterraine d'une rivière par une *perte*.



Dolines (flèches), Pic du Midi, Pyrénées.



Mogotes (calcaire dévonien) près de Yangshuo, Guangxi, Chine.

Les relations entre les formes aériennes et souterraines sont souvent très complexes. On peut prendre en exemple l'évolution d'une grotte (Fig. III.7).

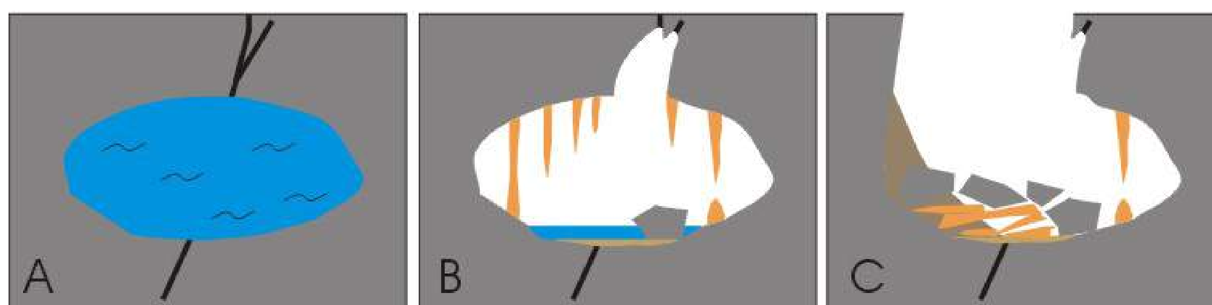


Figure III.7: évolution d'une grotte. A: développement d'un conduit souterrain en zone noyée. La géométrie du conduit est typiquement elliptique. B: baisse du niveau de l'eau et passage au stade de "rivière souterraine". Des spéléothèmes peuvent se développer dans la cavité dénoyée. L'absence de pression hydrostatique et la dissolution verticale le long des fractures provoque la chute de blocs et le développement de la cavité vers le haut. Des sédiments peuvent se déposer dans la rivière souterraine. D: le toit de la grotte s'est effondré et donne naissance à un gouffre. Des coulées de boue peuvent se mettre en place.

4. EROSION GLACIAIRE

L'érosion glaciaire se manifeste surtout lorsque la température à la base du glacier est suffisamment élevée pour qu'un film d'eau se forme au contact du substrat (glacier à base tempérée). Ce film favorise le glissement du glacier et l'incorporation de débris dans la glace. Dans le cas contraire (glacier à base froide), le glacier ne se déplace que par déformation plastique et l'érosion est minimale.

Les formes remarquables de l'érosion glaciaire sont visibles à deux échelles: à grande échelle, on observe des vallées caractéristiques, dites "en U" ou "en auges" dont la section transversale en auge avec des parois verticales s'oppose à la forme "en V" des vallées fluviatiles. Cette forme caractéristique s'explique par une érosion latérale plus importante que l'érosion verticale. Lorsque deux ou plusieurs glaciations se sont succédées, on obtient des *auges emboîtées* (Fig. VII.14). Le profil longitudinal des vallées glaciaires est lui aussi caractéristique, avec des tronçons à faible pente, correspondant à des élargissements et des tronçons à forte pente couplés avec des rétrécissements ou *verrous*. On peut même observer des contrepentes en amont des verrous (Fig. III.3C). En amont des vallées glaciaires s'observent les *cirques glaciaires*.

A petite échelle, l'érosion glaciaire se manifeste par des surfaces polies et arrondies (*roches moutonnées*), souvent striées par des blocs durs enchâssés dans la glace (*stries glaciaires*). Dans beaucoup de cas, ces roches moutonnées présentent une pente plus faible vers l'amont (usure) que vers l'aval (arrachement de blocs), permettant de reconstituer le sens d'écoulement des glaciers.





A: stries glaciaires sur une roche usée par l'action d'un glacier, vallée du Marcadeau; B: roches moutonnées, Pont d'Espagne (France). Le réseau de lignes correspond à des veines de quartz, mises en relief par la dissolution plus rapide du granite.

5. EROSION MARINE

5.1. Les mécanismes de l'érosion marine

Les principaux agents de l'érosion marine sont les vagues et les courants, auxquels on peut ajouter l'action des embruns salés emportés par le vent ("haloclastie" due à la cristallisation de sel dans la porosité et les fractures).



Formation de taffoni (cavités) sur une falaise de basalte, par l'action corrosive des embruns. Cap d'Agde, France.

L'action érosive des vagues résulte des facteurs suivants:

- un mitraillage par le sable et gravier transportés;
- la pression de l'eau contre les parois (elle peut atteindre 30 tonnes/m^2);
- une succion lorsque les vagues se retirent (déplacement de blocs de plusieurs milliers de tonnes);
- des vibrations par suite de chocs successifs (phénomènes de résonance).

Le matériel sédimentaire mobilisé subit ensuite un tri granulométrique efficace: le matériel fin est emporté vers le large ou déposé dans des zones calmes alors que le matériel grossier s'accumule à proximité de la côte. Les sédiments mis en suspension par les vagues peuvent être également transportés par les courants. Les grains de sable qui subissent l'action des vagues et des courants prennent un aspect luisant (*"émoussé-luisant"* par opposition au *"rond-mat"* du transport éolien).



Force des vagues; le gardien de phare donne l'échelle.





A: sable quartzeux éolien dont les grains ont un aspect "rond-mat" (Cervantès, Australie). B: sable marin, également quartzeux, dont les grains ont un aspect "émoussé-luisant" (Kalbarri, Australie). Ces différences reflètent la nature différente de l'agent de transport.

5.2. Formes d'érosion et d'accumulation littorales

La principale forme d'érosion littorale est la *falaise*. On distingue les falaises vives, encore battues par la mer et les falaises mortes, séparées de la mer par une zone de dépôt. Les falaises se forment par sapement à la base et éboulements par pans.



Falaise vive: e: encoche d'érosion; b: blocs tombés de la falaise; g: cordon de galets de craie formés par usure du matériel de la falaise. CapBlanc Nez, France.



Encoche d'érosion marine dans des calcaires, Baie d'Upi, Nouvelle-Calédonie.

Le matériel érodé peut s'accumuler dans les zones les plus calmes (Fig. III.8) et un rivage dentelé où les zones les plus résistantes forment des caps peut évoluer vers une certaine régularisation par érosion-accumulation. La côte tendra dans ce cas à prendre une orientation perpendiculaire à la houle dominante (Fig. III.9).

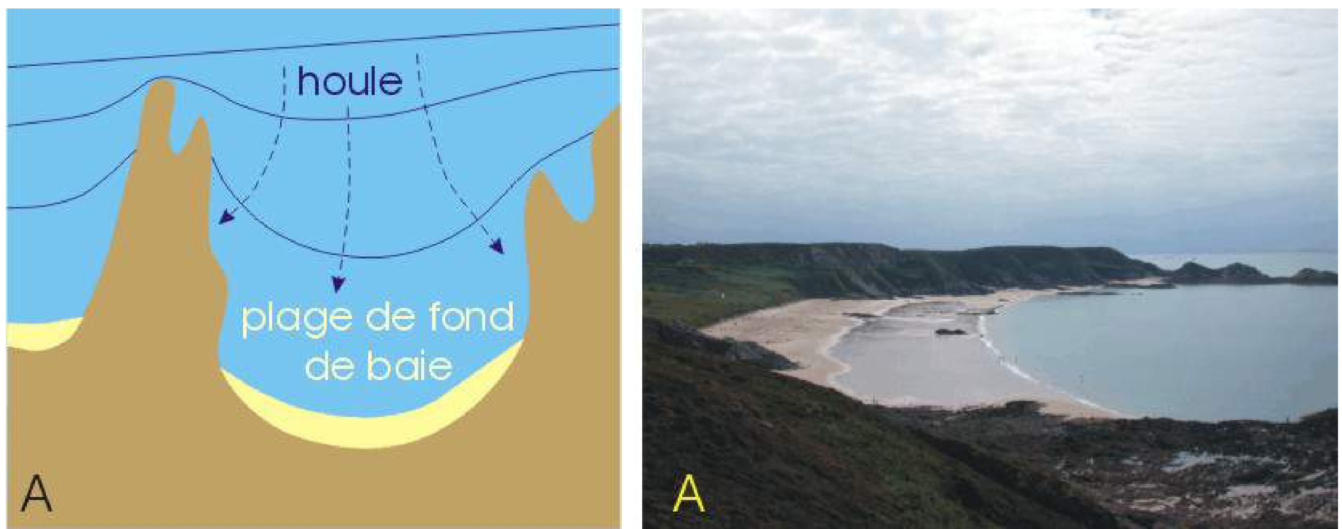


Figure III.8: formes d'érosion et accumulation littorale. A: Réfraction de la houle autour d'un cap et naissance d'une zone d'eau plus calme où l'énergie est dispersée et où se forme une plage de fond de baie. B: exemple de la côte près d'Erquy, Bretagne.

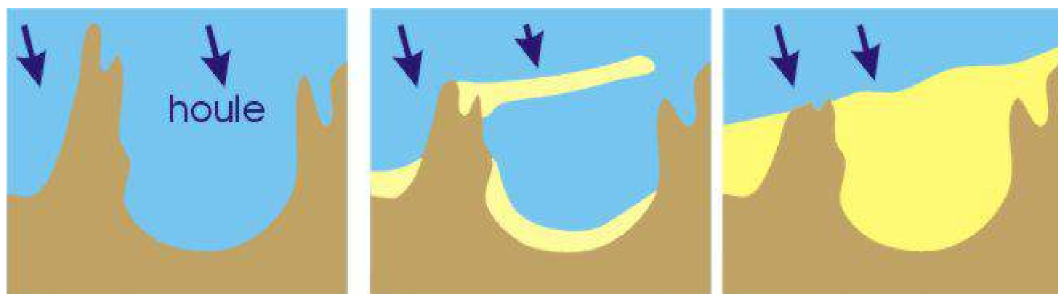


Figure III.9: régularisation progressive d'une côte rocheuse par érosion des caps et accumulation en fond de baie.

IV. Le transport

Les sédiments sont transportés depuis les zones sources jusqu'aux zones de dépôt par trois types de processus: (1) *glissements en masse* par gravité en l'absence de fluides (avalanches de débris ="rockfalls", glissements de terrain, ="landslides"); (2) *écoulements gravitaires* en présence de fluides ("debris flows", "grain flows", "mudflows", turbidites); (3) *écoulements d'eau, d'air ou de glace*.

1. GLISSEMENTS EN MASSE ET ECROULEMENTS EN L'ABSENCE DE FLUIDES

Les *écroulements* ou *avalanches de roches* affectent des versants rocheux raides. L'instabilité peut être provoquée par la décompression, par une modification de la pente (érosion, sape par la mer, travaux de génie civil) ou encore par un changement des propriétés mécaniques (saturation en eau, fonte du permafrost). Les *glissements en masse* correspondent au déplacement de matériel par translation ou rotation le long d'une surface de rupture (Fig. IV.1). Dans ces types de processus, les fluides ne jouent qu'un rôle mineur, par leur effet lubrifiant à la base des unités transportées. Ces phénomènes déplacent des masses considérables de sols et débris rocheux sur des distances courtes (de l'ordre du km). Leur impact sédimentaire est pourtant important, car ils mettent les matériaux mobilisés à la disposition du système fluviatile. Un exemple classique d'avalanche de débris est la catastrophe qui a affecté le village suisse de Elm en 1881: environ 10^6 m^3 de roches se sont détachés d'une paroi, formant après une chute de 450 m un manteau de débris de 10 à 20 m d'épaisseur sur 3 km^2. La vitesse de déplacement de ces débris a atteint 155 km/h et 115 personnes ont perdu la vie dans la catastrophe. Par ailleurs, des glissements en masse gigantesques ont été observés sur la Lune et sur Mars où, en l'absence de système fluviatile, ils forment l'essentiel des processus sédimentaires.

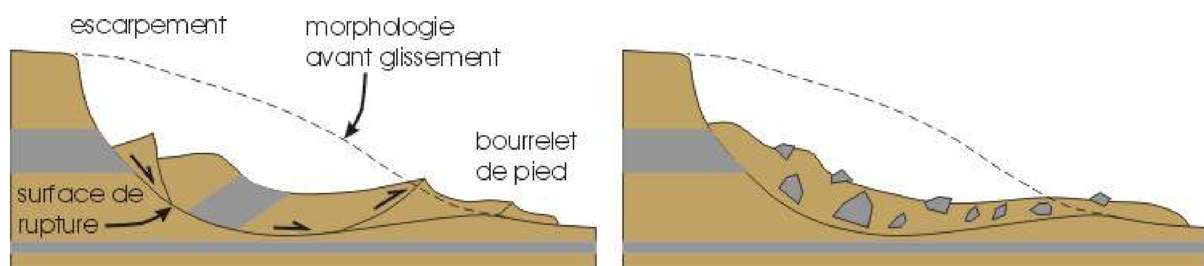


Figure IV.1: différences entre glissement de terrain et écoulement de débris (cf. §2.1).





A: écroulement de débris concentré dans un vallon; Piau Engaly, Pyrénées, France. B: glissement en masse le long d'un talus. Villers-le-Temple.

2. ECOULEMENTS GRAVITAIRES

Dans ces phénomènes, les particules sédimentaires sont en suspension dans un fluide, mais leur mouvement est dû à la gravité, non au déplacement du fluide lui-même (à la différence d'un écoulement liquide conventionnel). On distingue quatre types d'écoulements gravitaires: (1) les *écoulements de gains ("grain flows")*, (2) les *écoulements de débris* ("debris flows"), (3) les *écoulements de sédiments fluidisés* ("fluidised sediment flows") et (4) les *courants de turbidité* ("turbidity currents") (Figs. IV.2 & 3).

2.1. Ecoulements de grains

Les *écoulements de grains* se déclenchent lorsque la pente d'un dépôt est supérieure à la pente d'équilibre. Les particules sont maintenues en mouvement par des forces dispersives dues aux multiples collisions entre les grains. L'air (l'eau) n'agit que comme un lubrifiant mais ne propulse pas les grains. De grandes stratifications entrecroisées peuvent être produites, mais chaque unité est homogène et ne présente pas de structure interne (Fig. IV.3). L'exemple le plus connu de *grain flow* est l'avalanche de sable provoquée au revers d'une dune devenue trop raide.



Ecoulement de grains de sable au flanc d'une dune.

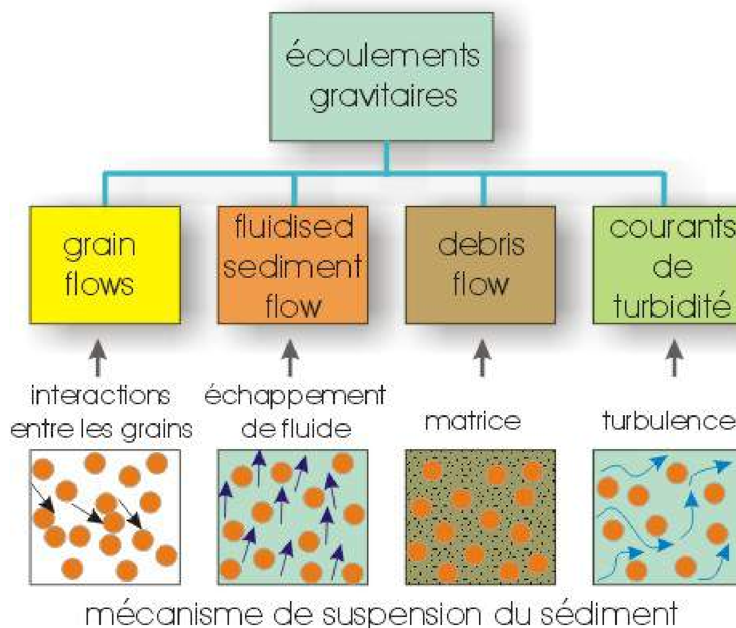


Figure IV.2: classification des 4 types d'écoulements gravitaires en fonction des interactions entre grains et fluide.

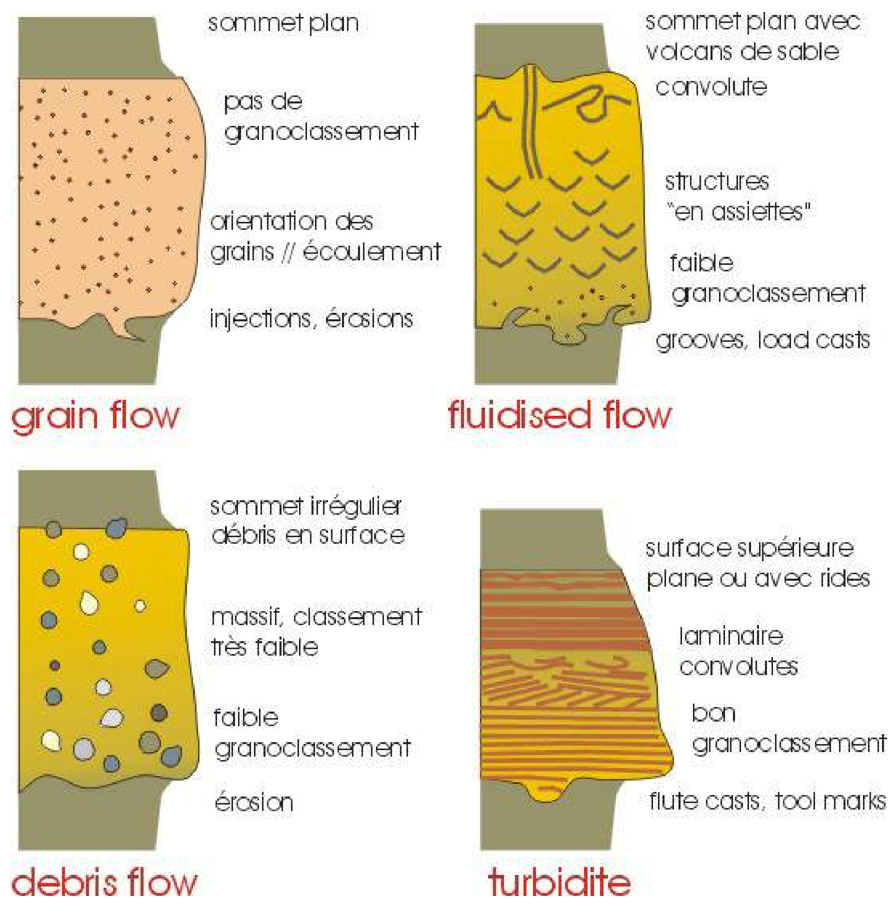


Figure IV.3: lithologie, texture et figures sédimentaires des quatre types d'écoulements gravitaires.

2.2. Ecoulements de sédiments fluidisés

Ce type d'écoulement gravitaire est constitué de grains maintenus en suspension par un excès de pression du fluide intergranulaire. Les *fluidised sediment flows* demeurent en mouvement aussi longtemps que cet excès de pression est maintenu. De nombreuses structures sédimentaires caractéristiques sont produites: figures de charge (="load casts"), "convolute laminations", volcans de sable (="sand volcanoes"), figures en assiettes (="dish structures"), structures d'échappement de fluide (="fluid escape structures") (Fig. IV.3). L'exemple le plus connu de ce phénomène est les sables mouvants (="quick sand"): ces sables saturés en eau (par exemple suite à un dépôt rapide) perdent leur cohésion lors de l'application d'une pression extérieure. A l'échelle géologique, cette pression extérieure est souvent le fait d'une onde sismique.

2.3. Ecoulements de débris et écoulements de boue

Les *mudflows* sont des écoulements de boue sous l'action de la gravité. Si cette boue contient de gros éléments (galets, blocs), on parle alors de *debris flow*. Ces écoulements ont l'aspect du béton frais et se mettent en mouvement lorsque de fortes pluies ont saturé d'eau leur fraction fine. Leur vitesse de

propagation peut atteindre une centaine de km/h et ils provoquent le déplacement de blocs de taille parfois considérable. Le maintien en suspension de ces gros éléments est dû à la rigidité de la matrice et à sa densité relativement forte. Lorsque les forces de gravité deviennent moins fortes que les forces de frottement (internes et sur le fond), la coulée s'arrête: on dit qu'elle *gèle*.

Les debris flows sont mal classés avec localement un granoclassement inverse à la base (Fig. IV.3). Les plus gros blocs se situent à l'avant de la coulée et forment des levées sur le côté (Fig. IV.4).

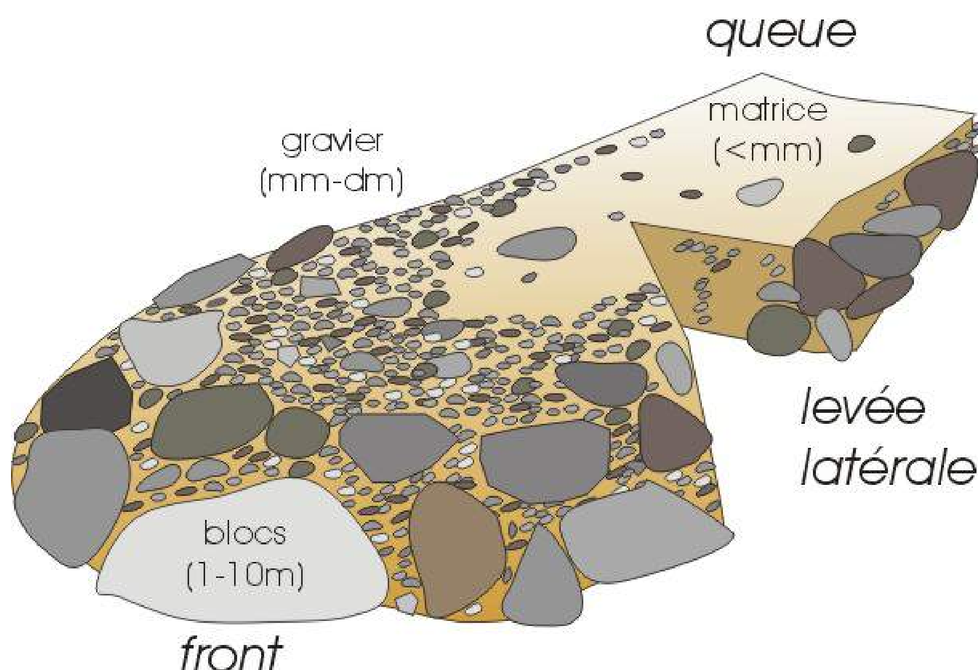
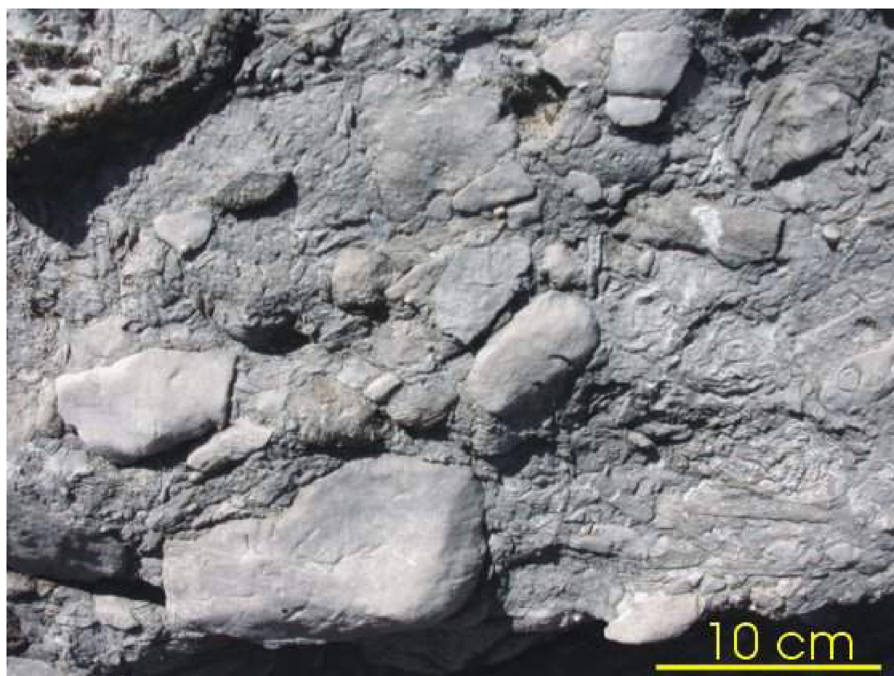


Figure IV.4: répartition latérale des différentes classes granulométriques dans une coulée de débris.

On trouvera des expériences filmées de debris flow sur: http://faculty.gg.uwyo.edu/heller/sed_video_downloads.htm



Debris flow calcaire; flysch éocène, Kotli, Istrie (Croatie).

2.4. Courants de turbidité

Les *courants de turbidité* sont des écoulements gravitaires dans lesquels le sédiment est maintenu en suspension par la turbulence du fluide interstitiel. Ils se produisent lorsqu'un choc (tremblement de terre, vague) ébranle une masse de sédiment (Fig. IV.5). Ce mélange d'eau et de sédiment (25 mg/l à 1 kg/l) possède une densité plus grande que celle de l'eau et se déplace vers le bas sous l'effet de la gravité. Insistons une fois de plus sur le fait que ce n'est pas le fluide qui fait se mouvoir le courant de turbidité, mais la pesanteur. Le fluide ne fait que maintenir les particules en suspension. Les observations expérimentales font attribuer aux courants de turbidité :

- un grand pouvoir de déplacement: par exemple, lors du tremblement de terre dans l'Atlantique Nord en 1929, la rupture échelonnée des câbles télégraphiques transatlantiques a permis de constater que le courant de turbidité s'était déplacé à une vitesse de 25 à 100 km/h suivant la pente;

- une grande extension des dépôts: dans l'exemple repris ci-dessus, le dépôt provoqué par le courant de turbidité a couvert plus de 200.000 km^2 de fond océanique; l'épaisseur de sédiments déposés variant de quelques centimètres à un mètre d'épaisseur;

- un grand pouvoir de transport: le même exemple a mis en jeu plus de 200 km^3 de sédiment.



Figure IV.5: naissance d'une turbidite: un glissement de terrain dans la partie supérieure du talus continental mobilise une grande masse de sédiment; au début du glissement, le sédiment est à peine déstructuré et on retrouve des structures de slumps; progressivement, la masse de sédiment va se comporter comme un debris flow en descendant le talus continental; par ailleurs, en érodant et incorporant les sédiments rencontrés sur son chemin, sa densité et sa vitesse augmentent; ensuite, par incorporation d'eau, la cohésion entre les particules de sédiment diminue et des tourbillons commencent à se former: le courant de turbidité se développe; à un certain moment, le debris flow "gèle" et le courant de turbidité continue seul à se déplacer.

Les sédiments déposés par les courants de turbidité sont appelés *turbidites* (Fig. IV.6). Un écoulement gravitaire individuel correspond à une turbidite, caractérisée en gros par un granoclassement normal. En effet, la tête, la partie moyenne et la queue du courant de densité déposent successivement en un point des grains grossiers, moyens et fins en succession verticale. Les turbidites, comme les autres écoulements gravitaires sont donc des dépôts instantanés à l'échelle géologique. On distingue, en fonction de la granulométrie de la turbidite et de son éloignement par rapport à la source des sédiments, trois grandes classes de turbidites :

- les *turbidites de forte densité*, à grains grossiers, relativement mal classées, avec une surface basale nettement érosive; elles sont généralement chenalisées et mises en place sur ou à proximité des talus (proches donc des sources);

- les *turbidites de moyenne densité*, avec à la base différentes structures érosives de type flute cast, sole marks, etc. et des figures sédimentaires souvent bien marquées (voir ci-dessous);

- les *turbidites de faible densité*, constituées de sédiments plus fins, bien classés et laminaires; elles sont mises en place dans le bassin et possèdent une grande extension latérale.

Dans le cas des turbidites de moyenne densité, une séquence idéale a été mise en évidence et formalisée (Fig. IV.6): il s'agit de la *séquence de Bouma* (1962). Elle comprend de la base au sommet :

- une unité massive et assez grossière, parfois granodécroissante; localement, à la base, on peut observer des sédiments remaniés (terme A);

- une unité à laminations planes, granodécroissante (terme B) ;

- une unité à stratifications obliques (terme C) ;

- une unité faite d'alternance de sable fin, de silt et de pélite (terme D) ;

- une unité silto-pélitique laminaire et granodécroissante (terme E) ;

- enfin, un inter-turbidites, correspondant à la lente décantation des sédiments océaniques fins, à laquelle se surimpose de la bioturbation.

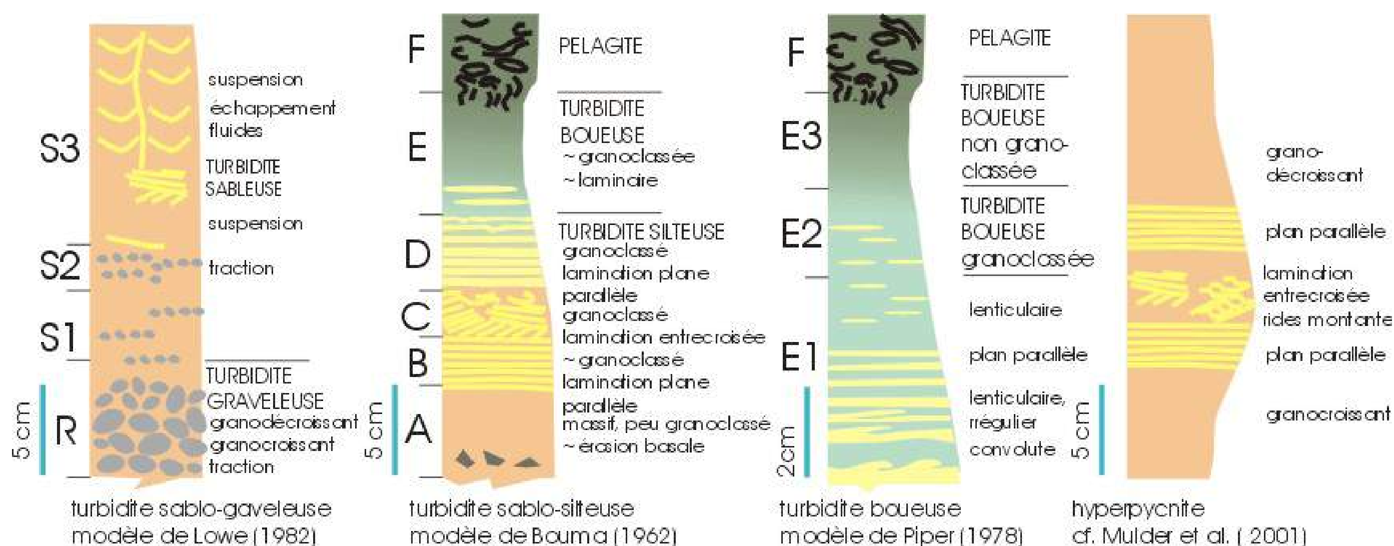


Figure IV.6: modèles de turbidites.

Cette répartition verticale des différents termes se retrouve aussi latéralement au sein d'une même turbidite, au fur et à mesure que l'on s'éloigne de l'axe de l'écoulement.

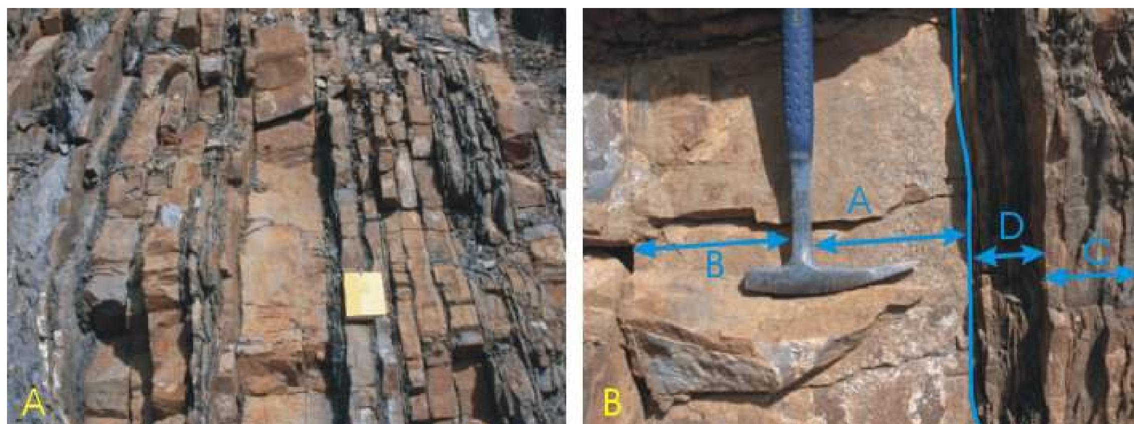
Le modèle de Piper (1978), correspondant aux turbidites de faible densité, est en fait dérivé du terme E de la séquence de Bouma, tandis que le modèle de Lowe (1982) comprend des unités graveleuses mises en place par un transport de type grain flow (R), par traction (S1, S2) et par suspension (S3). Le terme S3 peut être mis en parallèle avec le terme A de la séquence de Bouma (Fig. IV.6).

Remarquons donc que les termes les plus grossiers des turbidites, souvent non classés, sont interprétés par certains auteurs comme des dépôts se rapprochant plus d'un "debris flow", d'un "grain flow" ou d'un "fluidised sediment flow" que d'un dépôt turbiditique au sens strict.

On trouvera des expériences filmées de courants de turbidité sur: http://faculty.gg.uwyo.edu/heller/sed_video_downloads.htm

Un type assez particulier de dépôt de courant de turbidité sont les *hyperpycnites*, résultant de phénomènes de crue dans des rivières débouchant sur l'océan. A l'inverse des turbidites évoquées ci-dessus, les hyperpycnites présentent souvent une unité granocroissante (silt-> sable) surmontée d'une unité granodécroissante (sable-> silt). En effet, durant le début de la crue, la vitesse du courant augmente ainsi que la charge transportée, alors qu'elle décroît après le pic de crue. Les structures sédimentaires les plus courantes sont les laminations planes parallèles, les laminations entrecroisées de rides de courant et surtout les laminations montantes (car la charge sédimentaire déposée est très importante). On pense actuellement que les dépôts résultant de courant de turbidité hyperpycnaux sont rapides et peuvent être très épais.

L'essentiel de ce qui précède concerne des courants de turbidité dont la densité plus élevée que la densité du fluide environnant maintient l'écoulement à proximité du fond. On a cependant mis en évidence des écoulements turbides dont la densité est intermédiaire entre les eaux de surface et les eaux de fond plus salines ou dont la densité diminue fortement au cours de leur propagation par incorporation d'eau et dépôt de sédiment. Dans ce cas, à partir d'une certaine profondeur, un nuage se forme qui emporte les sédiments les plus fins à une certaine hauteur au-dessus du fond, abandonnant un lit de sédiment généralement massif. Ce serait l'explication des mystérieux "sables massifs profonds", pauvres en structures sédimentaires à part quelques figures d'échappement de fluide...



A: Turbidites viséennes dans la coupe de Lenthéric (Montagne Noire, France). B: détail montrant la succession de deux turbidites; la base du terme A est grossière et constituée d'un conglomérat; le terme B est finement laminaire.

3. ECOULEMENTS DE FLUIDES

3.1 Ecoulement laminaire-écoulement turbulent

La capacité d'un fluide à mobiliser et transporter des sédiments dépend de nombreux facteurs dont les principaux sont sa masse volumique, sa viscosité et sa vitesse. Pour mémoire, la masse volumique de l'eau de mer est d'environ 1,03 g/cm^3, celle de l'eau douce de 1 g/cm^3, celle de la glace de 0,9 g/cm^3. Par contre, la masse volumique de l'air est très faible, de l'ordre de 0,001 g/cm^3. En ce qui concerne la viscosité, celle de l'air est très faible, celle de la glace est élevée et celle de l'eau est intermédiaire. Les principales différences entre sédiments éoliens (sable fin et silt), glaciaires (galets, sable, boue) et alluviaux sont la conséquence de ces masses volumiques et viscosités distinctes.

La vitesse de l'agent de transport détermine largement le type d'écoulement, soit *laminaire*, soit *turbulent*. Dans un écoulement laminaire, les filets d'eau restent parallèles entre eux: ce régime tranquille est réalisé par exemple pour un écoulement d'eau étalé sur de grandes surfaces ainsi que pour des fluides visqueux comme les coulées boueuses. Dans un régime turbulent, les filets d'eau se mélangent, forment des tourbillons et ne restent plus parallèles entre eux et parallèles au fond. Ceci a une conséquence importante quant à la capacité d'érosion et de transport du fluide: la composante ascendante des tourbillons et filets d'eau maintient les sédiments en suspension ou favorise leur érosion.

Le "nombre de Reynolds" permet de mettre en évidence la transition écoulement laminaire-écoulement turbulent. Il est défini comme suit:

$$R_e=2\rho.V.r/\mu$$

où V est la vitesse du fluide; ρ sa masse volumique; μ sa viscosité et r la profondeur du chenal dans lequel se fait l'écoulement.

Pour des R_e de 500 à 2000, l'écoulement est laminaire: c'est le cas des glaciers (qui ne sont de bons agents de transport que parce que la viscosité élevée de la glace retarde le dépôt des sédiments), des écoulements aqueux sur de grandes surfaces ("sheet flows"), des fleuves à débit lent. Au-dessus de 2000, l'écoulement est turbulent: c'est le cas de la plupart des rivières, des courants de turbidité et du vent. Il faut ajouter à ceci un effet particulier dû à la présence d'une couche-limite turbulente à proximité immédiate des substrats, même dans le cas d'un écoulement laminaire. Cette couche limite favorise l'érosion et le transport.

Un cas particulier de l'écoulement turbulent est l'écoulement torrentiel. Ce type d'écoulement apparaît à de grandes vitesses et est responsable d'une érosion intense. Lorsqu'une rivière passe d'un régime turbulent à un régime torrentiel, sa vitesse augmente et sa surface s'abaisse. Les vagues de la surface s'atténuent. L'apparition du régime torrentiel peut être déterminé par le "nombre de Froude":

$$F=V/(g.r)^{1/2}$$

où V est la vitesse du fluide; g l'accélération de la pesanteur et r la profondeur du chenal dans lequel se fait l'écoulement.

Si F est inférieur à 1, le cours d'eau est en régime turbulent. S'il est supérieur à 1, il est en régime torrentiel.

3.2. Mise en mouvement des sédiments

La mise en mouvement d'une particule sur le fond peut être largement expliquée par le *théorème de Bernoulli*. Brièvement, il établit que la somme des énergies cinétiques (de vitesse) et piézométriques (de pression) d'un fluide sur un objet doit être constante. En d'autres termes, cela signifie que quand la vitesse d'un courant s'accélère autour d'un objet, la pression diminue. L'illustration classique de ce principe est l'écoulement de l'air autour d'une aile d'avion: l'air passant au-dessus de l'aile parcourt un chemin plus grand et accélère; sa pression diminue donc par rapport à l'air circulant en dessous de l'aile et est responsable de l'apparition d'une force ascensionnelle. Ce phénomène est le même pour un grain au fond d'un chenal et est responsable de sa mise en suspension. Dès que le grain est en suspension, le trajet des lignes de courant devient symétrique et d'autres forces prennent le relais pour rendre compte de son transport.

3.3. Transport des sédiments

Plusieurs modes de transport ont été observés (Fig. IV.7): il s'agit du *roulement et de la traction le long du fond ou du substrat*, de la *saltation* (transport par bonds, suite à des chocs successifs) et du *transport en suspension*. Les particules en mouvement par roulement, traction et saltation constituent la charge de fond ("bedload"), généralement formée de galets et de sable (cf. film sur http://faculty.gg.uwyo.edu/heller/sed_video_downloads.htm). La charge en suspension est surtout constituée d'argile et de silt (ceci étant vrai à la fois pour les écoulements d'air et d'eau). La charge en suspension des écoulements turbulents est beaucoup plus importante que celle des écoulements laminaires.

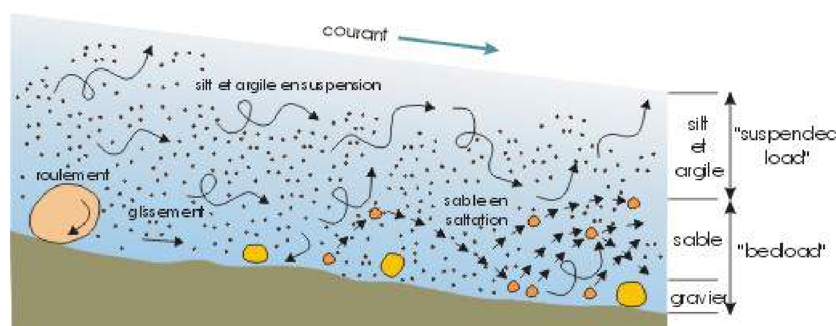


Figure IV.7: modes de transport des particules dans un courant.

La granulométrie des particules sédimentaires a donc une influence majeure sur leur transport (et sur leur vitesse de sédimentation). Ces relations sont

synthétisées par le *diagramme de Hjulström* (Fig. IV.8). Ce graphe (essentiellement basé sur des expériences en laboratoire) montre la vitesse minimale d'un courant nécessaire pour mobiliser, transporter et déposer des grains de quartz de granulométrie variable. Si l'on examine d'abord la partie supérieure de ce graphe (érosion des particules), la portion de la courbe représentant l'érosion des particules moyennes à grossières (sable fin à galets) semble logique: la vitesse du courant nécessaire pour mobiliser des grains augmente avec leur granulométrie. Pour les particules fines, par contre, la courbe montre une augmentation de la vitesse du courant avec la diminution de la granulométrie. Ce comportement paradoxal est la conséquence de la cohésion élevée des particules fines, surtout liée à un effet électrostatique. La partie inférieure du graphe montre la relation entre la granulométrie des particules et la vitesse du courant lors de leur dépôt.

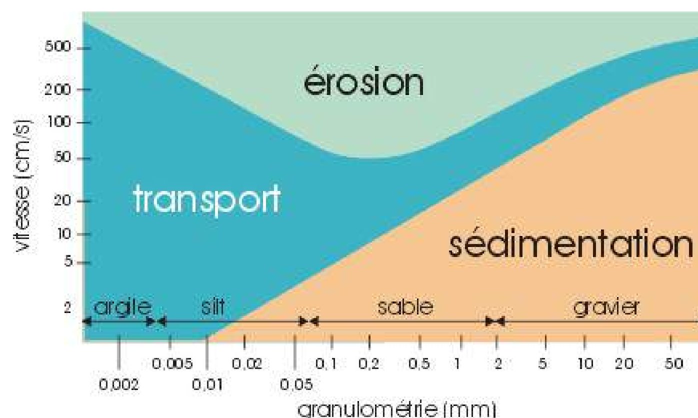


Figure IV.8: diagramme de Hjulström.

3.4. Dépôt des sédiments

Dès qu'une particule est mise en suspension, elle commence aussitôt à sédimenter. Sa vitesse de sédimentation est donnée par la *loi de Stokes* :

$v=c.d^2$ où c est une constante égale à: $(\rho_p-\rho_f).g/18\mu$

v représente la vitesse de sédimentation, μ la viscosité du fluide, ρ_f sa masse volumique et ρ_p celle de la particule; d est le diamètre de la particule.

Ce qui signifie bien sûr qu'à minéralogie constante, la vitesse de sédimentation augmente avec la taille des grains. Quelques remarques supplémentaires déduites de cette formule: les minéraux lourds, dont la densité est élevée, sédimentent rapidement; les fluides très visqueux, comme les coulées de boue peuvent transporter des grains beaucoup plus gros que les fluides moins visqueux. Remarquons que la loi de Stokes est normalement valable pour des particules sphériques. En fait, des particules allongées comme les paillettes de micas ont une vitesse de sédimentation plus lente que celle théoriquement prévue. Un autre écart à la loi théorique est constaté pour les particules très anguleuses qui génèrent autour d'elles de petits tourbillons qui ralentissent leur chute.



Tri par densité de sable quartzique (clair) et de minéraux lourds (foncés) sur une plage de l'Oregon (USA). Photo M. Humblet.

V. Le dépôt

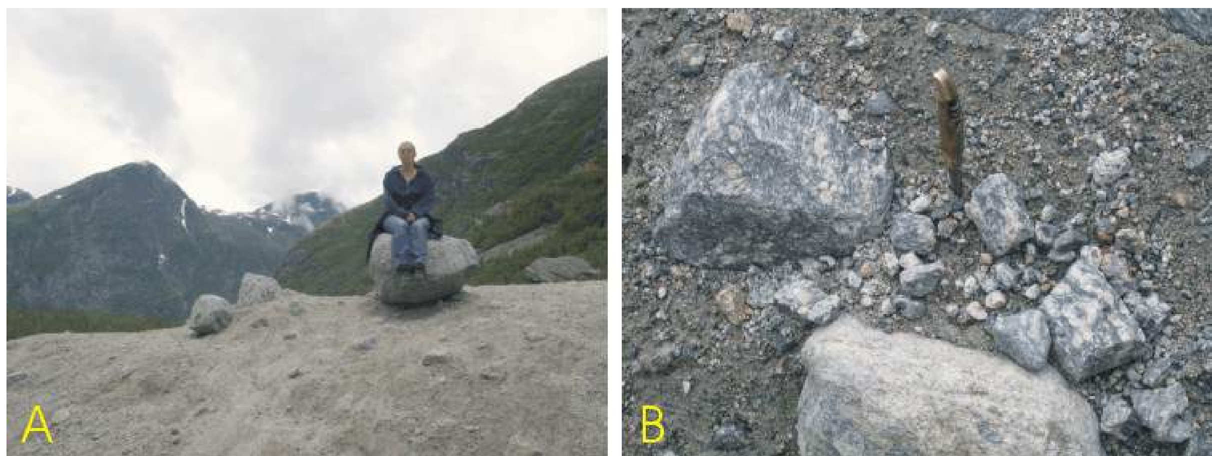
Le dépôt des sédiments a lieu lorsque la vitesse de l'agent de transport diminue ou lorsque cet agent de transport disparaît (fonte de la glace). La granulométrie des particules, la texture des sédiments, la géométrie des dépôts sont d'importants indices sur l'agent de transport, sa vitesse au moment du dépôt, sa direction, etc.

Les grains se déposent avec leur face plane parallèle au lit sédimentaire. Ils montrent souvent un phénomène d'imbrication. Les grains allongés sont stables quand leur grand axe est parallèle à la direction du courant.

Envisageons d'abord le cas des dépôts glaciaires.

1. LES MORAINES

Les *moraines* sont des formes d'accumulation laissées par les glaciers, lors de leur retrait ou de leur fonte totale. Contrairement aux formes d'érosion (voir ci-dessus), elles s'observent surtout dans la partie aval du système glaciaire. La caractéristique essentielle des dépôts morainiques est leur mauvais classement granulométrique, d'où le nom d'*argile à blocaux* qui leur est associé. Ce phénomène est la conséquence du mauvais pouvoir de classement de la glace (remarque: c'est aussi le cas des debris flows, voir ci-dessus). Les moraines ayant subi compaction et diagenèse sont appelées *tillites*.



A: argile à blocaux d'une moraine actuelle, Jostedalsbreen, Norvège. B: détail.

Dans les dépôts en milieu aqueux, par contre, la granulométrie des sédiments a une importance considérable.

2. LA GRANULOMETRIE DES SEDIMENTS

2.1. Introduction

La *granulométrie* d'un sédiment renseigne évidemment sur la nature et la vitesse de l'agent de transport, par l'intermédiaire de la loi de Stokes. Il faut cependant tenir compte d'un élément important: le stock sédimentaire disponible à la source. Pour prendre un exemple, on pourrait observer un dépôt de sable très bien trié, dû non pas aux caractéristiques de l'agent de transport, mais tout simplement au fait que c'était le seul matériau disponible dans le bassin de sédimentation. On peut donc dire que quelle que soit la compétence des courants (leur capacité de transport), ils ne pourront pas véhiculer de grains plus grossiers que ceux disponibles à la source. Un cas particulier est celui des carbonates. La taille des fossiles ne renseigne sur la compétence des agents de transport que s'ils ont été déplacés. De nombreux organismes sont incorporés dans le sédiment sans avoir subi aucun déplacement.



Granulométrie des sédiments: exemples: galets, graviers et sable, région de Ploumanach, Bretagne.

2.2. Analyses granulométriques

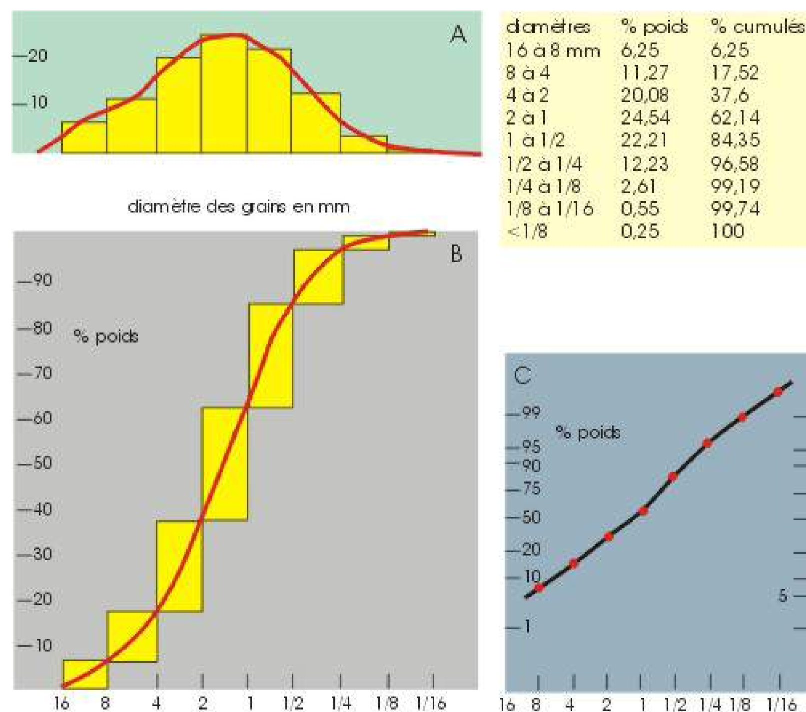
A l'origine, les analyses granulométriques étaient effectuées par tamisage à l'aide de tamis à mailles carrées dont les ouvertures croissent suivant une progression géométrique de raison $2^{1/2}$. Ces tamis étaient secoués manuellement ou à l'aide de dispositifs mécaniques tels le système Ro-TAP, recommandé par les comités de normalisation. Lorsque l'on tamise, on classe les grains d'après leur largeur et les fréquences des grains d'une classe déterminée sont évaluées en pesant les fractions retenues sur les tamis successifs. Pour les fractions les plus fines, les méthodes de décantation ou de sédimentation sont utilisées: on disperse un sédiment dans un récipient rempli d'un liquide (en général de l'eau dont la température est connue) et l'on mesure, à des intervalles de temps bien déterminés, la quantité de matière restée en suspension (méthode de la pipette, laser,...) ou celle déjà sédimentée (principe de la balance de sédimentation). Actuellement, des appareils de plus en plus perfectionnés (granulomètre laser) facilitent les analyses.

Pour représenter les distributions granulométriques, on peut utiliser:

- des *histogrammes ou diagrammes à colonnes* (Fig. V.1A), formés de rectangles jointifs dont les bases respectives représentent les intervalles de classes et dont les hauteurs correspondent aux fréquences des différentes classes (poids exprimés en % des fractions récoltées sur les différents

tamis). Si l'on pouvait réduire l'intervalle de classe de manière à le faire tendre vers zéro, le contour en escalier limitant l'histogramme se rapprocherait d'une courbe continue, la courbe de fréquence. On se hasarde parfois à tracer une courbe de fréquence en joignant le milieu des gradins de l'histogramme;

- des *courbes cumulatives* (Fig. V.1B): on cherche ici à connaître la proportion du sédiment qui est supérieure -ou inférieure- à une valeur donnée du diamètre granulométrique. Dans le cas d'un tamisage, on porte en abscisse les ouvertures linéaires des mailles des tamis et en ordonnée, le pourcentage en poids de sédiment traversant le tamis (% de passant) ou ne le traversant pas (% de refus). Les ingénieurs portent généralement les ouvertures des tamis dans un ordre croissant tandis que les sédimentologues adoptent presque toujours une disposition inverse. Lorsque l'intervalle de classe diminue, le diagramme cumulatif se transforme en courbe cumulative; on peut construire cette courbe en joignant les rentrants du diagramme cumulatif;
- des *courbes cumulatives à ordonnée de probabilité* (Fig. V.1C): les courbes de fréquence, construites avec une échelle logarithmique des diamètres des grains ressemblent aux courbes en cloche de Gauss exprimant les distributions log-normales. On admet souvent, comme un postulat, que les dimensions des grains de sable étaient originellement distribuées suivant une courbe log-normale. Par conséquent, il est utile de connaître dans quelle mesure la courbe granulométrique d'un sable donné s'écarte de la courbe théorique. Pour cela, on a calculé une échelle spéciale des ordonnées, dites ordonnées de probabilité, grâce à laquelle une distribution log-normale se traduit par une droite au lieu d'une courbe en forme de S étiré. Grâce à une telle représentation, on peut juger si un sédiment a été remanié ou non, s'il résulte d'un mélange de plusieurs phases granulométriques, déposées suivant différents processus de transport (traction, saltation, suspension), etc.



diamètres	% poids	% cumulés
16 à 8 mm	6,25	6,25
8 à 4	11,27	17,52
4 à 2	20,08	37,6
2 à 1	24,54	62,14
1 à 1/2	22,21	84,35
1/2 à 1/4	12,23	96,58
1/4 à 1/8	2,61	99,19
1/8 à 1/16	0,55	99,74
<1/8	0,25	100

Figure V.1: courbes granulométriques d'un gravier. A: histogramme et courbe de fréquence; B: diagramme et courbe cumulative; C: diagramme cumulatif à ordonnée de probabilité.

La Figure V.2 montre une série de courbes granulométriques représentant différents types de dépôts.

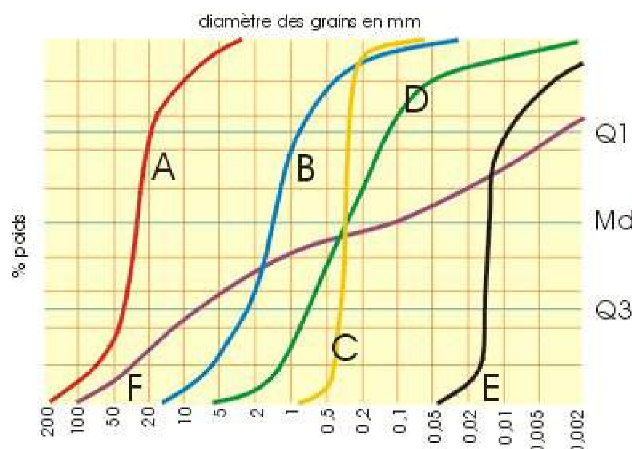


Figure V.2: courbes granulométriques cumulatives de quelques sédiments. A: gravier fluviatile; B: gravier de la Fig. 7; C: sable marin côtier; D: sable fluviatile; E: loess; F: argile à blocaux.

Pour caractériser ces courbes et pour les comparer les unes aux autres, on peut utiliser des paramètres statistiques et notamment:

- la tendance centrale de la distribution granulométrique peut être définie par le *grain médian* (Md). Il correspond au diamètre lu en abcisse sur la courbe cumulative, en regard de l'ordonnée 50% des fréquences pondérales cumulées. C'est donc le grain tel que 50% en poids du sédiment étudié

est plus gros et 50% plus petit. On estime que le grain médian est une mesure de la dépense moyenne d'énergie développée par l'agent de transport;

- la dispersion des valeurs de la distribution autour de la tendance centrale traduit le bon ou le mauvais classement du sédiment: elle exprime la constance ou l'irrégularité du niveau énergétique de l'agent de transport. Cette mesure est donnée, notamment, par le *coéfficient de classement de Trask*: $So = (Q3/Q1)^{1/2}$ où Q1 représente le premier quartile de la distribution (c-à-d. la valeur de D correspondant à l'ordonnée 75% des fréquences cumulées) et Q3 représente le troisième quartile de la distribution (correspondant à l'ordonnée 25%). Dans l'exemple du sable fluviatile de la figure 8, on lit Md= 2,82 mm, Q1= 0,71 mm et Q3= 2,82 mm, d'où So= 1,99. Dans l'échelle proposée par Fuchtbauer (1959), le classement de ce sable est mauvais.

Echelle de Fuchtbauer

Degré de classement	$So = (Q3/Q1)^{1/2}$
très bon	<1,23
bon	1,23 à 1,41
moyen	1,41 à 1,74
mauvais	1,74 à 2,00
très mauvais	>2,00

Tableau V.1: évaluation du degré de classement d'un sédiment suivant l'échelle de Fuchtbauer (1959).

Pour décrire et caractériser les courbes granulométriques, les sédimentologues utilisent souvent des paramètres graphiques construits à partir de certains percentiles. Il existe un grand nombre de ces paramètres (presqu'autant que de sédimentologues). Voici ceux définis par Inman en 1952 et qui ont au moins le mérite d'avoir résisté au temps. Les valeurs indicatives choisies sont les diamètres correspondant aux fréquences pondérales de 5, 16, 50, 84 et 95 % que l'on note f5, f16, etc. Les *paramètres de Inman* sont calculés de la façon suivante:

- médiane: Mdf= f50;

- moyenne: xf= 1/2(f16+f84);

- écart-type: sf= 1/2(f84-f16);

- asymétrie: A1f= (xf-Mdf)/sf A2f= (f5+f95-2Mdf)/2sf;

(l'asymétrie -skewness- d'une distribution traduit un meilleur/moins bon classement des particules fines par rapport à celui des grosses particules. Le premier coéfficient A1f concerne la partie centrale de la distribution, tandis que le second A2f considère plus spécialement les queues de la distribution, c-à-d. les fractions les plus fines et les plus grossières de celle-ci);

- acuité: B= (f95-f5-2sf)/2sf;

(l'acuité -curtosis- d'une distribution traduit un meilleur/moins bon classement des particules de la médiane par rapport au classement des queues de la distribution).

En conclusion, on peut dire que les analyses granulométriques sont de bons descripteurs des sédiments meubles, mais l'utilisation des résultats pour reconstituer la nature des agents de transport et de dépôt, le type de source s'est jusqu'à présent soldée par des semi-échecs: pourquoi?

(1) D'autres facteurs que la granulométrie conditionnent le transport et le dépôt des grains: la densité (quartz par rapport aux minéraux lourds, par exemple) et la forme des grains (sphériques, anguleux, allongés... souvent directement liée à la minéralogie) ont une influence déterminante.

(2) L'analyse des distributions granulométriques est basée sur le postulat que les agents de dépôt agissent sur des populations de grains de type log-normale, ce qui n'est pas forcément le cas.

L'analyse morphoscopique: pour compléter l'analyse granulométrique, on peut étudier la forme des grains en envisageant le degré de sphéricité, le degré d'émoussé (voir fascicule TP) ainsi que l'aspect des surfaces: grains impressionnés, grains non usés, ronds mats, émoussés luisants, etc. Ces études cherchent à préciser la nature de l'agent de transport. Il faut cependant faire la part des caractères déjà acquis par des grains qui peuvent être recyclés plusieurs fois.

2.3. Le granoclassement

Un caractère important (et facile à observer) des sédiments est la présence éventuelle de *granoclassement ("graded bedding")*. On distingue le *granoclassement normal ("fining upwards")* où les sédiments deviennent de plus en plus fins vers le haut et le *granoclassement inverse ("coarsening upwards")* où les sédiments sont de plus en plus grossiers vers le haut. Ces phénomènes sont évidemment liés à la diminution (l'augmentation) progressive de la compétence de l'agent de transport. Ils sont fréquents et bien développés dans les turbidites et dans les dépôts de fin de crue. A l'échelle millimétrique, on les observe aussi dans certains types de rythmites et de laminites (voir ci-dessous).

3. LES STRUCTURES SEDIMENTAIRES

3.1. Introduction

Les *structures* ou *figures sédimentaires* constituent un important indicateur des conditions de transport et de dépôt des sédiments. Leur interprétation est facilitée d'une part par l'étude de la nature actuelle et d'autre part par l'expérimentation en laboratoire. Certaines structures sédimentaires sont caractéristiques d'un environnement bien particulier (glaciaire, désertique,...) mais la plupart sont communes à plusieurs milieux de dépôt et nécessitent l'utilisation de critères complémentaires pour l'interprétation des paléoenvironnements (autres figures sédimentaires, fossiles, contexte général).

Plusieurs types de classification des structures sédimentaires ont été suggérés. Relevons surtout les classifications basées sur la position des figures dans les sédiments (au mur, au toit ou dans la couche sédimentaire), sur leur genèse (formées par des courants, des organismes, etc) et sur leur époque de formation (avant, pendant ou après le dépôt de la couche sédimentaire). De fait, la plupart des structures sédimentaires peuvent être réparties entre structures pré-, syn- et post-dépôt.

Les *structures pré-sédimentaires* sont observées à la surface supérieure des bancs constitués auparavant (et à la surface inférieure des nouveaux bancs sous la forme de contre-empreintes) avant le dépôt de nouveaux sédiments. Elles sont à rapporter le plus souvent à des processus d'érosion. Exemple: traces de glissement d'objets sur le fond. Beaucoup de ces structures fournissent des indications sur la direction et le sens des courants.

Les *structures synsédimentaires* se forment au cours du dépôt des sédiments et témoignent de la vitesse, nature, sens, direction des agents de transport. Un bon exemple est la stratification entrecroisée. La bioturbation, due aux agents biologiques, est généralement contemporaine ou légèrement postérieure au dépôt des sédiments. On la retrouvera généralement associée aux phénomènes syn-dépôt.

Les *structures post-sédimentaires* se développent dans le sédiment après son dépôt. On relève les réarrangements hydrostatiques (figures de charge), les structures dues aux déplacements latéraux de masses de sédiments (slumps), les structures de dessiccation, les structures dues à la pédogenèse, etc. Le cas particulier des figures diagénétiques fait intervenir des processus liés à la modification physico-chimique des sédiments dans les conditions de pression et température de subsurface.

Enfin, il faut rappeler que certaines structures sédimentaires servent, dans les séries plissées, à déterminer la polarité des couches (voir cours de cartographie).

3.2. Description et genèse de quelques structures sédimentaires

Le but de ce paragraphe est de décrire, figurer et interpréter les figures sédimentaires les plus susceptibles d'être observées dans les dépôts, principalement détritiques. Interpréter signifie que par analogie avec des observations réalisées dans la nature actuelle, on essaie de faire correspondre un type d'environnement à une gamme de figures sédimentaires.

3.2.1. Figures formées par érosion à la face supérieure des bancs

Les ***"flute casts"*** (Fig. V.4) sont formés par affouillement du fond par les courants (vortex). Ils sont reconnaissables par leur forme oblongue, allongée ou triangulaire dont la "queue" indique le sens du courant. En section, ils sont asymétriques avec la partie la plus profonde pointant vers l'amont. Ce sont donc d'excellents indicateurs des paléocourants. Ils sont souvent accompagnés d'autres figures comme les tool marks et les groove marks (voir ci-dessous). On les observe souvent à la base des turbidites et également dans certains chenaux fluviatiles.



Flute casts dans un grès fin de la Formation de Pepinster, Emsien, Colonster. La flèche indique le sens du courant. Les flutes apparaissent en moulage à la base du banc surincombant.

Les ***figures en croissant*** *("crescent marks")* (Fig. V.4) prennent naissance lorsqu'un objet posé sur le fond provoque une déflexion des lignes de courant. Il en résulte une érosion à l'avant de l'objet et un dépôt à l'arrière. La forme de la figure est contrôlée par la géométrie de l'objet. Cette figure est très fréquente en milieu littoral.



Figure en croissant formée autour d'un fragment de tourbe; la flèche indique le sens du courant. Verdronken Land van Saeftingen.

A beaucoup plus grande échelle, on peut rapprocher les *tombolos*, forme d'accumlulation littorale, des figures en croissant. Les tombolos se développent en arrière d'îlots rocheux à la faveur de zones plus calmes (Fig. V.3).

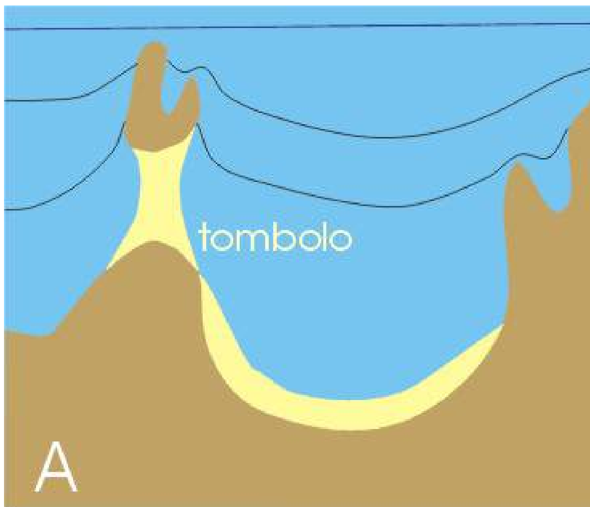
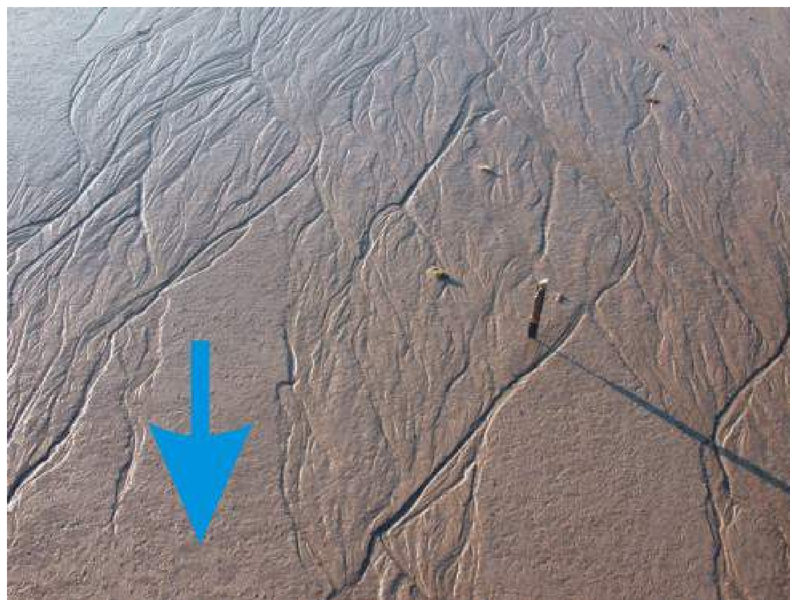




Figure V.3. A: développement d'un tombolo par accumulation de sédiments en arrière d'un îlot rocheux. B: tombolo de gravier derrière l'Ilot Saint-Michel, Bretagne.

Les ***marques de ruissellement** ("rill marks")* sont des figures d'érosion dendritiques mm-cm formées par un système de "micro-rivières" lors du retrait des eaux sur les plages ou lors de phénomènes de ruissellement subaérien sur des sédiments fins. La divergence des ramifications se fait vers l'aval (=dans le sens du ruissellement).



Marques de ruissellement ("rill marks") à la surface de la plage Saint-Michel, Erquy, Bretagne; la flèche indique le sens du courant.

Les ***"scour marks"*** sont des figures d'affouillement présentes à la face supérieure des bancs ou à l'intérieur de ceux-ci. En plan, les scour marks sont allongés suivant la direction des courants. Typiquement, ces figures tronquent la lamination du sédiment sous-jacent. Ces cicatrices d'érosion sont

habituellement irrégulières, avec un certain relief, mais peuvent être lissées par les courants.



Scour marks, plage de Vildé-la-Marine, Baie du Mont-Saint-Michel, France.

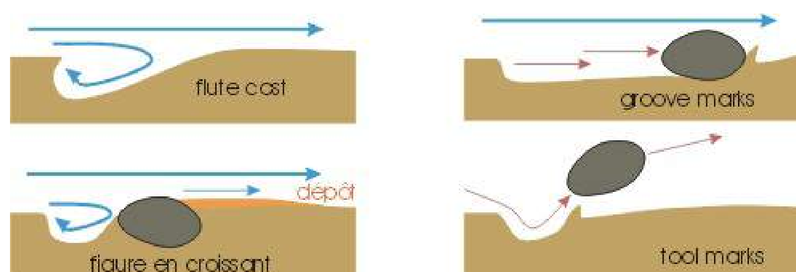


Figure V.4: différents types d'érosion à la base des bancs.

3.2.2. Empreintes d'objets

Les ***figures de traction*** *("groove marks")* (Fig. V.4) sont des rainures creusées dans le sédiment sous-jacent par des objets traînés sur le fond par les courants, voire par des icebergs. Ils se présentent sous la forme de crêtes rectilignes, étroites et allongées de quelques mm à plusieurs dizaines de cm, souvent parallèles entre elles. Ce sont de bons indicateurs de la direction des courants (mais pas de leur sens). Ils sont également fréquents dans les turbidites, les faciès fluviatiles et les faciès périglaciaires.

Les ***figures d'impact*** *("tool marks ")* (Fig. V.4) sont des empreintes formées par des objets transportés par les courants venant épisodiquement en contact avec le fond (objets en saltation). Ces objets peuvent être des fragments de sédiment ou des tests d'organismes.



Tool et groove marks dans un grès fin. Flysch éocène, Kotli, Istrie (Croatie).

3.2.3. Autres empreintes de surface au sommet des bancs

Les ***linéations primaires de courant*** *("parting lineations")* sont des traînées allongées de quelques mm de large et quelques dm de long présentes sur la surface supérieure des bancs. Elles sont en général séparées les unes des autres d'un cm au plus. Elles correspondent à une orientation préférentielle de l'allongement des grains parallèlement au courant et se mettent en place généralement sur des sédiments à lamination plane (écoulement rapide).

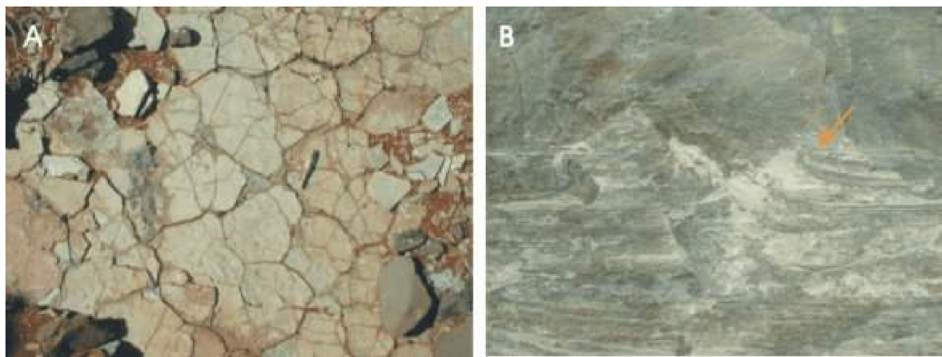


Linéations primaires de courant ("parting lineation") à la surface de la plage Saint-Michel, Erquy, Bretagne.

Les ***fentes de retrait*** *("desiccation cracks")* s'observent dans des sédiments fins soumis à la dessiccation dans les environnements côtiers et lacustres. Elles s'organisent en réseaux polygonaux de maille millimétrique à plurimétrique. Les fissures entre les polygones sont ouvertes et peuvent être ultérieurement remplies par des sédiments. Elles se terminent en coin vers le bas. Des fentes de retrait horizontales peuvent également apparaître *("sheet cracks")*. D'autres types de fentes de retrait, les *fissures de synérèse ("syneresis cracks")* peuvent apparaître en milieu sous-aquatique sans l'intervention d'une émersion. Elles sont liée à des phénomènes de variation de salinité. On les identifie par leur caractère incomplet et l'absence de la forme en V.

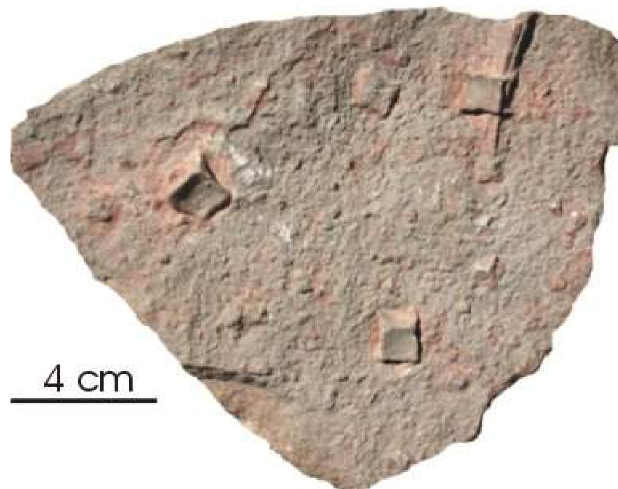


Dessiccation sur une plage près de la Chapelle Sainte Anne, Baie du Mont Saint-Michel, France.



A: mud cracks dans des sédiments continentaux thuringiens, La Lieude, France; B: fissure de dessiccation avec relèvement des bords du polygone (flèche), Lias, Le Perthuis, France.

Les ***empreintes de cristaux***. Sous des conditions favorables, des cristaux variés (glace, halite, gypse) se développent à la surface des sédiments non consolidés. Même si ces cristaux sont ultérieurement dissous, leur empreinte peut être conservée. A noter que cristaux de sel et de gypse peuvent se former aussi bien en milieu aérien qu'aquatique.



Empreintes de cristaux de halite dans un grès.



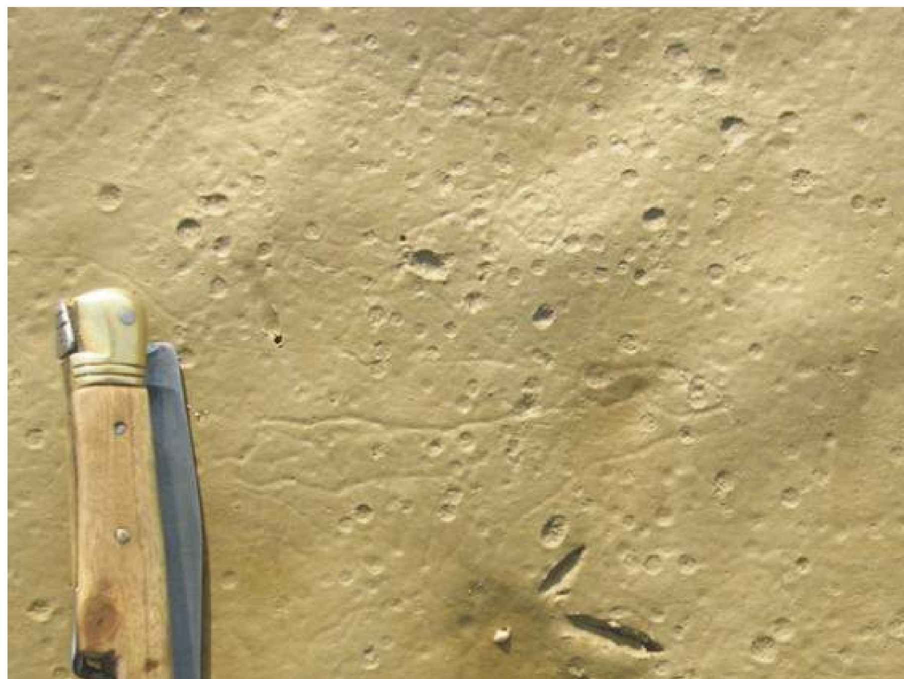
Empreintes de cristaux de glace dans de la boue calcaire actuelle.

L'avancée des vagues sur une plage donne naissance à un petit bourrelet de sédiment, formant des lignes sinueuses et recoupées.



Lignes dues à l'avancées des vagues sur une plage sableuse.

Les ***gouttes de pluie** ("rain drops")*. Les gouttes qui frappent la surface d'un sédiment non consolidé y creusent de petits cratères circulaires ou elliptiques. Le bord du cratère est en très léger relief par rapport à la surface du sédiment, ce qui permet de les différencier des structures produites par des bulles d'air qui s'échappent du sédiment. Si les gouttes sont nombreuses, la surface devient gaufrée et irrégulièrement creusée.



Empreintes de gouttes de pluie sur un sédiment argileux: Grand Fort Philippe, actuel.

3.2.4. Rides, mégarides et dunes

Ce sont des formes de dépôt ("bedforms") essentiellement développées en contexte sableux. Les ***rides** ("ripples")* sont très communes sur les surfaces des bancs alors que les *dunes* et *mégarides ("sand waves", "megaripples")* sont assez rarement préservées. La migration latérales des dunes et rides donne naissance à différents types de stratifications obliques (voir ci-dessous).

Deux grands types de rides (échelle du mm-cm en coupe transversale) se distinguent (Fig. V.5): les rides de vagues et les rides de courant. Les premières sont formées par l'action des vagues sur un sédiment non cohérent, en général dans la gamme des sables fins. Leur coupe transversale est typiquement symétrique. Les secondes sont générées par l'action de courants unidirectionnels. L'asymétrie qui les caractérise permet donc de déduire le sens du courant: pente forte en aval, pente faible en amont. Sur la base de la forme en plan des rides, on parlera de rides à crêtes rectilignes, à crêtes sinueuse, ou linguoïdes.

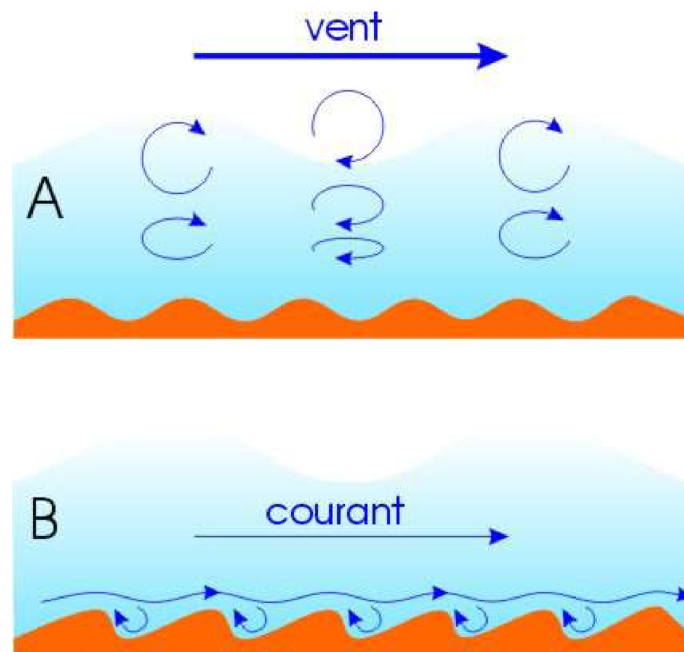


Figure V.5: formation des rides de vagues (A) et de courant (B). Les rides de vagues sont symétriques car les filets d'eau décrivent des orbites circulaires (aplaties à proximité du fond), provoquant un mouvement de va et vient sur le substratum. Les courants, au contraire, construisent des rides asymétriques par dépôt sur la face aval à l'intervention du courant de retour. Dès que la pente de la face aval dépasse le talus d'équilibre, une avalanche se produit et une lamine est créée.



Exemples de rides de courant, classées en fonction de leur régularité; A: rides rectilignes de grande taille; B: rides plus sinueuses; C: rides elliptiques partiellement modifiées par thixotropie; D: rides très irrégulières formées à proximité d'un obstacle (Trégastel, Bretagne).

Les ***dunes*** et ***mégarides***, de taille plus importante (échelle du dm-m en coupe transversale), peuvent atteindre plusieurs centaines de mètres d'extension horizontale. Leur surface est porteuse de petites rides et elles se caractérisent par de grandes stratifications obliques dues à leur déplacement latéral. Ces structures s'observent sur les plates-formes (bancs de sable) et dans le lit des fleuves.



Mégarides dans le chenal de la Somme (France), à marée basse. Des rides plus petites se développent dans les mares entre les mégarides lors de la marée basse, suite au clapotis (induit par le vent).

Rides, mégarides et stratifications planes sont, avec les ***antidunes***, des formes générées par des courants de plus en plus forts (Figs V.6, V.7). La lamination à pendage amont des antidunes est produite lors de l'effondrement des structures et de leur déplacement dans le sens contraire du courant. Les antidunes sont en phase avec les vagues qui les produisent.

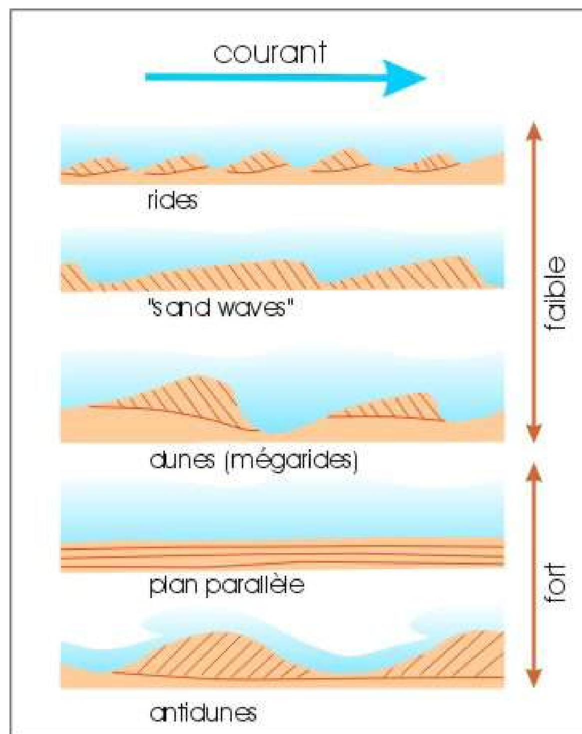


Figure V.6: formes sédimentaires produites en fonction de la vitesse du courant.

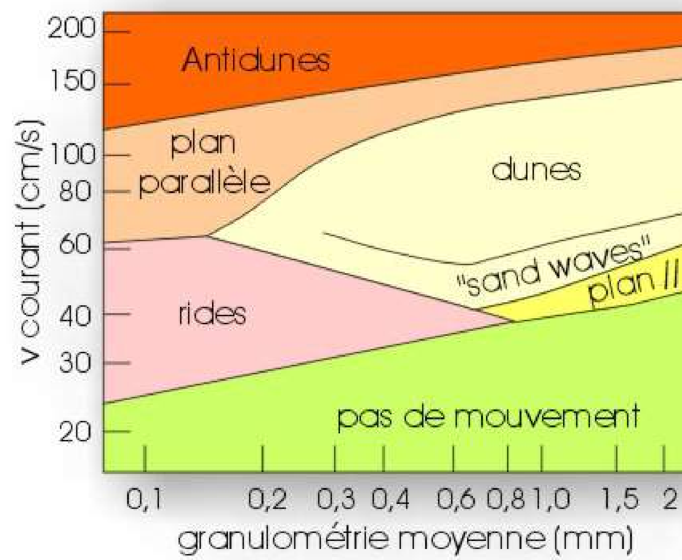


Figure V.7: diagramme expérimental associant les formes sédimentaires produites à la granulométrie du sédiment et à la vitesse du courant.



Courants rapides favorisant la formation d'antidunes dans un chenal côtier (Oregon, USA). Photo M. Humblet.

L'interférence de plusieurs trains de rides d'orientation différente (vagues et courant, par exemple), génère des structures complexes appelées *structures en rateau*.



Structures en rateau en Baie de Somme (France).

On trouvera des expériences filmées de formation de rides et antidunes sur: http://faculty.gg.uwyo.edu/heller/sed_video_downloads.htm

D'autres photos de structures sédimentaires sur: http://www-geology.ucdavis.edu/%7EGEL109/

3.2.5. Structures internes: litage et lamination

Le ***litage*** *("bedding")* est l'expression de la stratification à l'échelle du banc (cm et plus) tandis que la ***lamination*** représente la stratification à l'échelle du mm et en deçà, au sein des bancs. Litage et lamination sont produits par des changements plus ou moins périodiques dans la sédimentation (variations de la granulométrie, de la composition des sédiments). Les contacts entre lamines successives peuvent être progressif, net ou érosif.

A côté des cas où la lamination s'exprime de manière visible dans le sédiment, il est fréquent d'être confronté à des dépôts à l'aspect homogène. Cette homogénéité peut n'être qu'apparente et disparaître par exemple lors d'examens aux rayons X. Dans le cas d'une homogénéité réelle, il peut s'agir de sédiments dont la bioturbation a effacé la lamination ou encore de dépôts en masse ou apériodiques.

3.2.6. Litage et lamination horizontale dans les sables et les grès

Les sables à ***stratification plane parallèle*** sont constitués de lamines pratiquement horizontales de quelques mm à 2 cm d'épaisseur. La lamination y est l'expression de différences granulométriques ou minéralogiques (exemple des lamines de minéraux denses). Ces laminations peuvent être faiblement inclinées en raison d'une paléopente douce; elles peuvent aussi être séparées entre elles par de très faibles discordances angulaires. Ces laminations planes sont engendrées par les allées et venues des vagues ("wash and backwash") dans les environnements de plages exposés. L'arrivée d'une vague s'accompagne d'un apport sédimentaire qui se dépose lors de son retrait sous forme de lamination à granoclassement inverse. Six à seize lamines peuvent être créées à chaque marée. Si les sédiments sont enrichis en minéraux denses et opaques, le dépôt résultant sera constitué de couches claires (quartzeuses) alternant avec des couches plus foncées, enrichies en minéraux denses.



Stratifications planes sur une plage, mises en évidence le long de la berge d'un chenal. Actuel, Santa Cruz, Californie, USA.

D'autres phénomènes sont générateurs de stratification plane dans les sables, citons:

- la stratification plane créées par les courants de turbidité (terme B). Le granoclassement y est cependant normal;

- certains faciès des tempestites;

- le parting lineation (voir ci-dessus), lorsque plusieurs striations se superposent verticalement;

- les rivières en crue lors de phases d'écoulement très rapide;

- en dessous de la vitesse d'écoulement nécessaire pour former des rides (voir-ci-dessous), des stratifications planes peuvent aussi être produites.

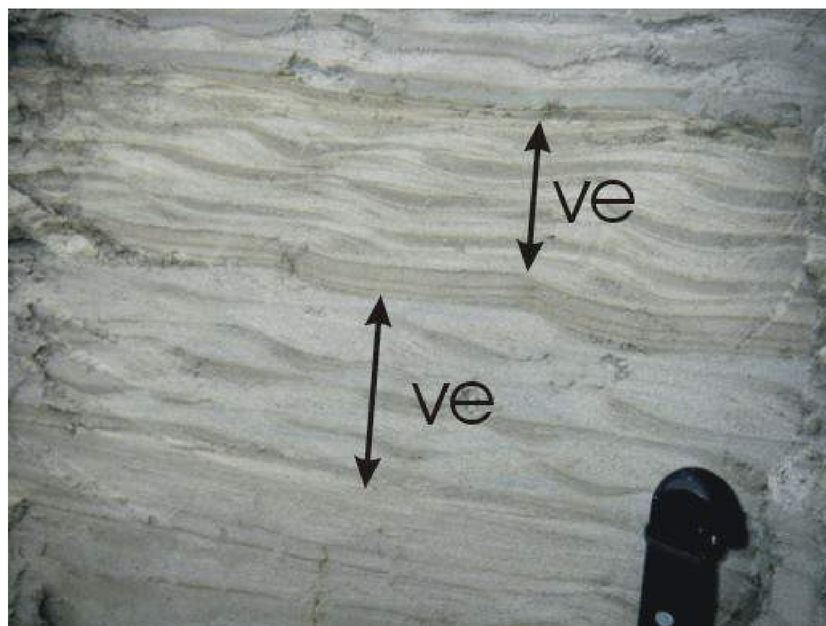
Contrairement à la stratification plane par "wash and backwash", les laminations créées par les trois derniers processus sont assez peu distinctes et de faible continuité latérale.

3.2.7. Les rythmites

Ce type de lamination cyclique comprend les dépôts constitués d'alternances de minces (mm-cm) lits de composition, couleur, texture ou granulométrie

différente. Le mécanisme générateur d'une telle rythmicité réside dans des changements régulièrement répétés dans l'apport et l'accumulation des matériaux arrivant dans le bassin sédimentaire. Il peut s'agir de changements à fréquence élevée (marées) ou faible (saisons). Citons surtout :

Le ***litage de marée*** *("tidal bedding"):* les lamines sableuses se déposent pendant la montée ou le retrait de la mer (courants rapides) et les lamines argileuses pendant les phases de calme (étal de marée haute ou basse). A noter que la genèse de ce type d'alternance exige non seulement une rythmicité dans les mécanismes d'accumulation, mais également la disponibilité des différentes classes granulométriques; quand l'argile n'est pas abondante, les lamines sableuses ne sont séparées que par des très fines intercalations argileuses difficilement reconnaissables sur le terrain: l'aspect général est alors celui d'un sable stratifié. Plusieurs rythmes tidaux peuvent être enregistrés: semi-diurne (marées montantes/descendantes), semi-mensuel (marées de vives eaux/mortes-eaux), semi-annuel (marées d'équinoxes) (voir ci-dessous).



Enregistrement de successions de rides de courant épaisses pendant les marées de vives-eaux (ve). Chaque alternance claire (=sable)/sombre (=silt) représente une marée. Actuel, Pontaubault, Baie du Mont Saint-Michel, France.

Les ***rythmites saisonnières*** sont formées de l'alternance de couches de carbonates et de sédiments détriques (évaporation et précipitation du carbonate pendant l'été, dépôt des détritiques pendant les périodes pluvieuses); de diatomées et d'argile; de dolomite et d'anhydrite (milieux évaporitiques); de détritiques fins foncés et plus grossiers clairs (varves lacustres: la lamine claire est mise en place durant la période estivale, lorsque la fonte des glaces libère un abondant matériel détrique; cette lamine passe graduellement vers le haut à la couche foncée quand le matériau grossier n'est pas renouvelé et que seul le sédiment fin se dépose durant l'hiver. Insistons donc sur le fait que le contact entre lamines claire et foncée est graduel alors qu'il est net entre lamines foncée et claire. Un doublet correspond dans ce cas-ci à une année).

Outre un certain nombre de caractères évoqués ci-dessus, la continuité latérale des dépôts peut permettre de distinguer rythmites tidales et saisonnières. Les premières ont une extension de quelques mètres, alors que les secondes sont continues sur de grandes distances.

3.2.8. Les stratifications obliques et entrecroisées

Les stratifications obliques et entrecroisées ("cross-stratifications") sont des structures internes aux dépôts. Les premières sont obliques par rapport au pendage moyen de la surface de stratification et les secondes sont également obliques et de plus se recoupent mutuellement. Cette dernière caractéristique permet de les utiliser comme critère de polarité. Sans entrer dans les détails, il est intéressant de décrire et d'interpréter en termes d'environnement de formation quelques stratifications particulières:

Les ***stratifications obliques*** *(="tabular cross bedding")* et les ***stratifications en auge*** *(="trough cross bedding")* sont créées par des courants. Elles peuvent être distinguées d'après les caractéristiques des surfaces enveloppes (Figs V.8, 9): les unités dont les surfaces d'intersection sont planes, définissent des ensembles de forme tabulaire ou en coin, alors que celles dont les surfaces limites sont incurvées définissent des formes en auge. La genèse des stratifications obliques est liée à la migration latérale de formes sédimentaires avec dépôt de matériel détritique. Citons entre autre: migration de rides, mégarides et dunes, progradation d'un front deltaïque, migration latérale de point bars dans le lit des rivières, etc. Les stratifications obliques se forment lorsque les crêtes des rides sont rectilignes, alors que les stratifications en auge témoignent de crêtes plus sinueuses (migration latérale du courant de dépôt).



Stratification oblique dans un chenal, Formation d'Evieux (Famennien), Val Dieu.

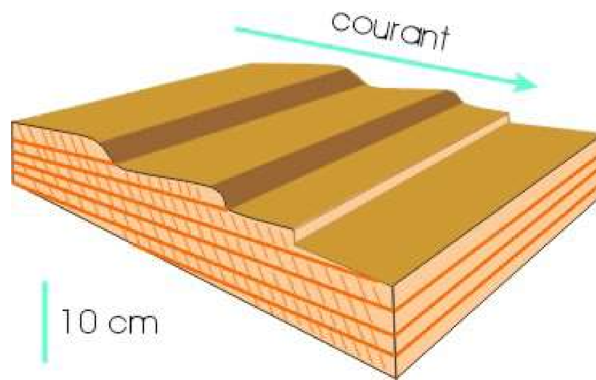
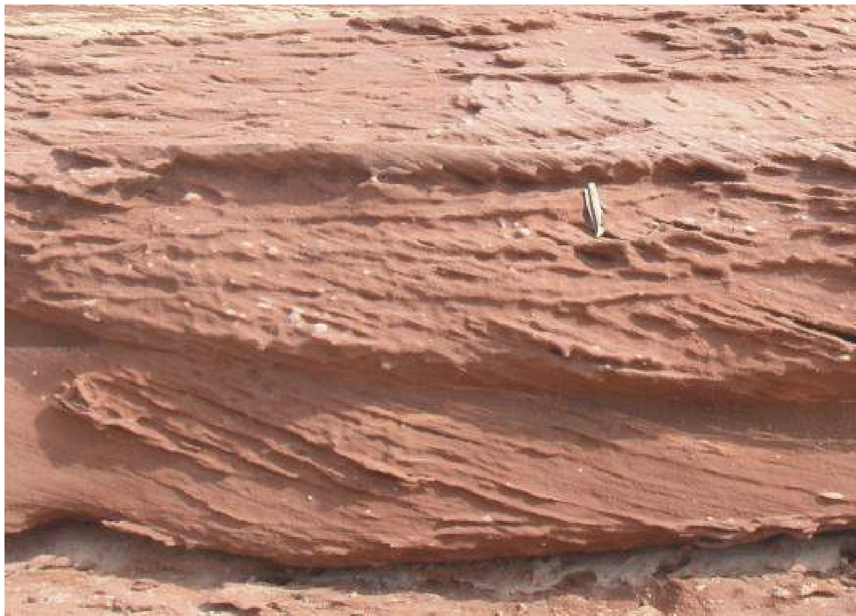


Figure V.8: stratifications obliques, crées par des courants de direction constante.



Stratifications obliques dans un grès du Paléozoïque inférieur, Kalbarri, Australie.

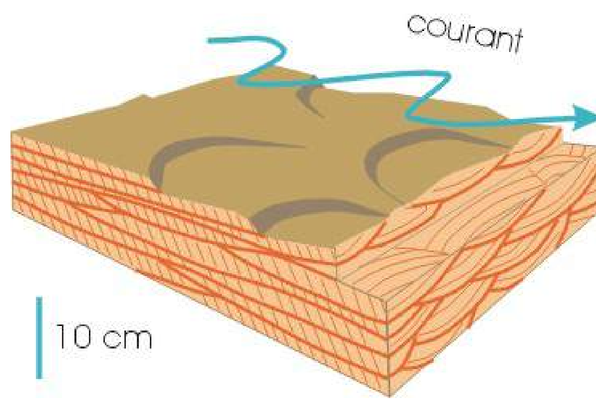


Figure V.9: stratifications en auges, crées par des courants dont la direction varie.



Stratifications en auges, vues sur la surface d'un banc de grès du Paléozoïque inférieur, Kalbarri, Australie.

Le creusement et le remplissage de chenaux (fluviatiles, marins) génère des stratifications obliques à petite et grande échelle suivant l'importance du cours d'eau (Fig. V.10).

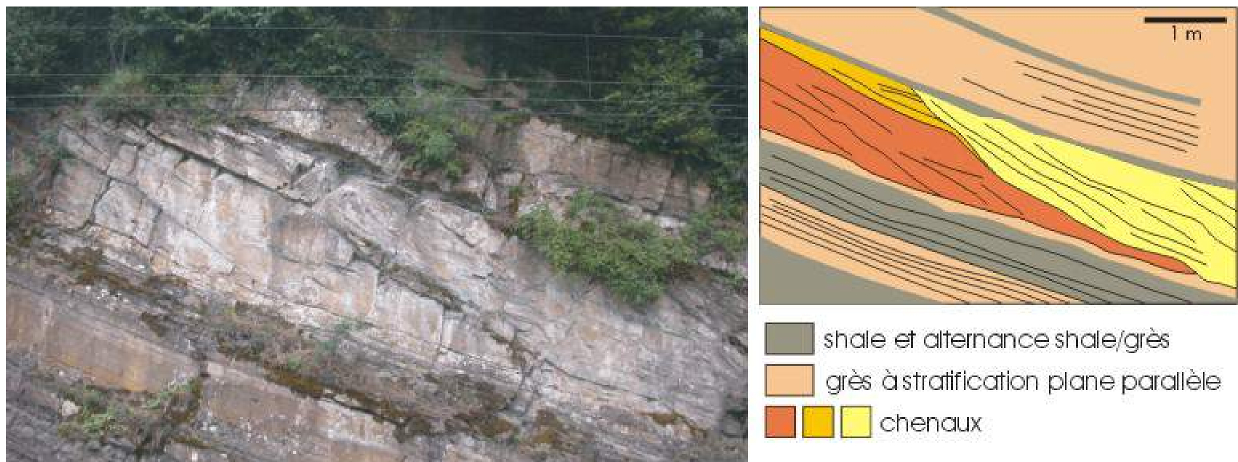


Figure V.10: chenaux dans la Formation d'Evieux, le long de la ligne de chemin de fer près d'Esneux.

Les ***stratifications en arêtes de poisson*** *("herringbone crossbedding").* Elle sont caractérisées par la superposition de lamines obliques de sens opposé (Fig. V.11). Cette structure est produite surtout dans les tidal flats par les inversions périodiques des courants de marée. On observe souvent une surface de réactivation qui entame les lamines obliques antérieures (cette surface est produite au moment où le courant change de direction).

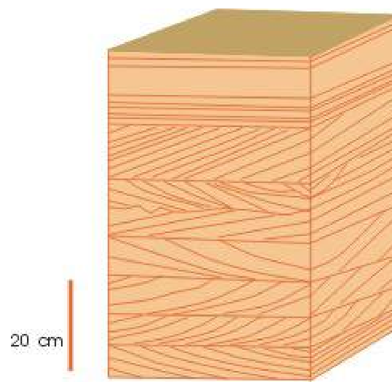


Figure V.11: stratification en arêtes de poisson.



Stratification en arêtes de poisson. Formation de Kashafrud, Bajocien-Bathonien, NE de l'Iran. Photo M. Sardar Abadi.

Les ***stratifications entrecroisées de rides de vagues*** *(="wave ripple strata")*. Ces stratifications de taille centimétrique (Fig. V.12) sont formées par les vagues "de beau temps". Les rides symétriques pures, rides d'oscillation sans migration possèdent une structure en chevron qui montre l'aggradation verticale. Si les vagues sont associées à un courant, les lamines préservées sont préférentiellement inclinées dans la direction du transport.

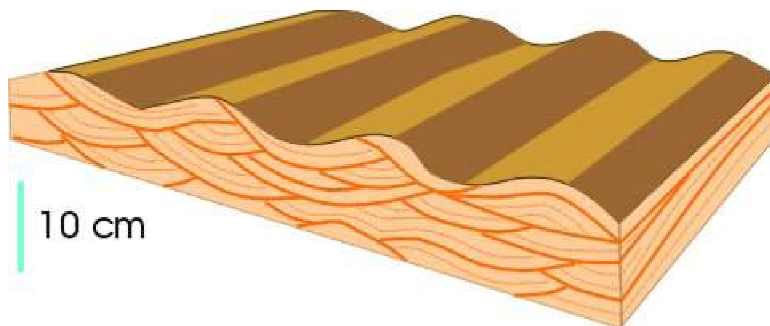


Figure V.12: stratifications entrecroisées de rides de vagues.



Stratifications entrecroisées de vagues dans un grès du Paléozoïque inférieur, Kalbarri, Australie.

Les ***stratifications en mamelon*** *(="hummocky cross stratification",).* Ces stratifications entrecroisées, généralement à l'échelle du mètre, sont caractérisées par de larges ondulations, faiblement inclinées (souvent moins de 15°). Les lamines peuvent être suivies de manière continue dans les dépressions et sur les mamelons. Elles se recoupent avec un angle faible et en montrant des phénomènes d'onlapping (Fig. V.13). Le sédiment est un sable fin bien trié. Ce type de stratification entrecroisée est généré par des vagues de tempête en milieu de plate-forme, dans un régime d'écoulement intermédiaire entre la formation des rides et celle des stratifications planes. On considère qu'un épisode de hummocky cross stratification correspond à un événement. Ces structures sont associées à d'autres figures sédimentaires au sein des tempestites. Des structures proches mais plus petites ont été observées également dans le terme C de certaines turbidites.

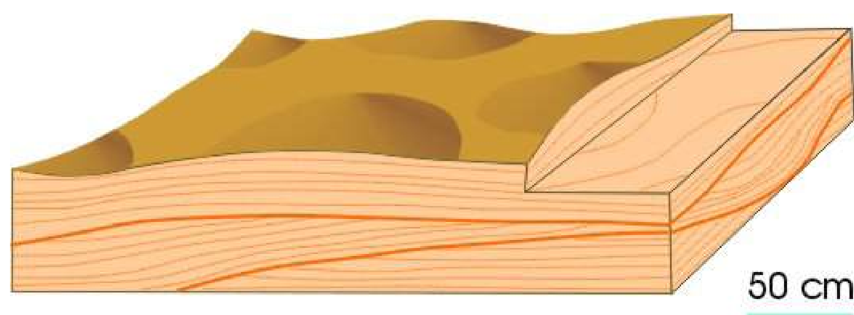


Figure V.13: stratifications en mamelon ("hummocky cross stratification").



Micro-mamelons ou "micro-hummocks" (flèches) à la surface d'un grès dévonien.

Les ***stratifications en feston*** *("festoon cross strata").* Ces structures d'échelle dm à m se présentent sous la forme d'unités comblant des dépressions en en épousant la forme. La courbure des lamines augmente du centre vers les bords de la dépression. Lorsque plusieurs de ces unités s'empilent en s'érodant mutuellement, on parle de festons. Ces structures sont généralement le résultat du creusement de chenaux et de leur comblement progressif, puis de l'érosion d'un nouveau chenal et ainsi de suite. La forme en feston s'observe dans une coupe perpendiculaire à la direction moyenne du courant.

Les ***rides de courant montantes*** *("climbing ripple stratification").* Quand les rides (de courant ou de vagues) migrent avec accumulation continue de sédiment, il se forme des rides montantes. On distingue les rides dont les lamines sont en phase (crêtes sur une même verticale) des rides qui progradent (Fig. V.14).

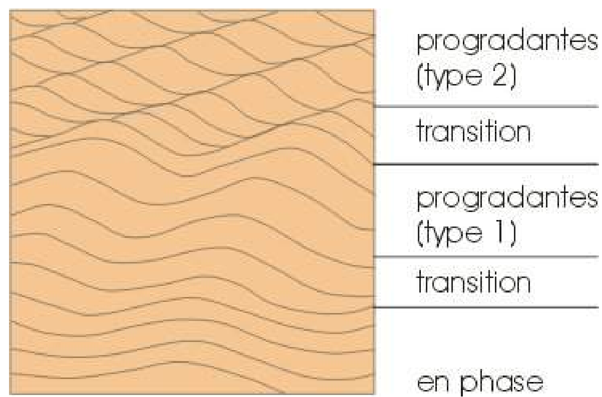


Figure V.14: différents types de rides montantes.

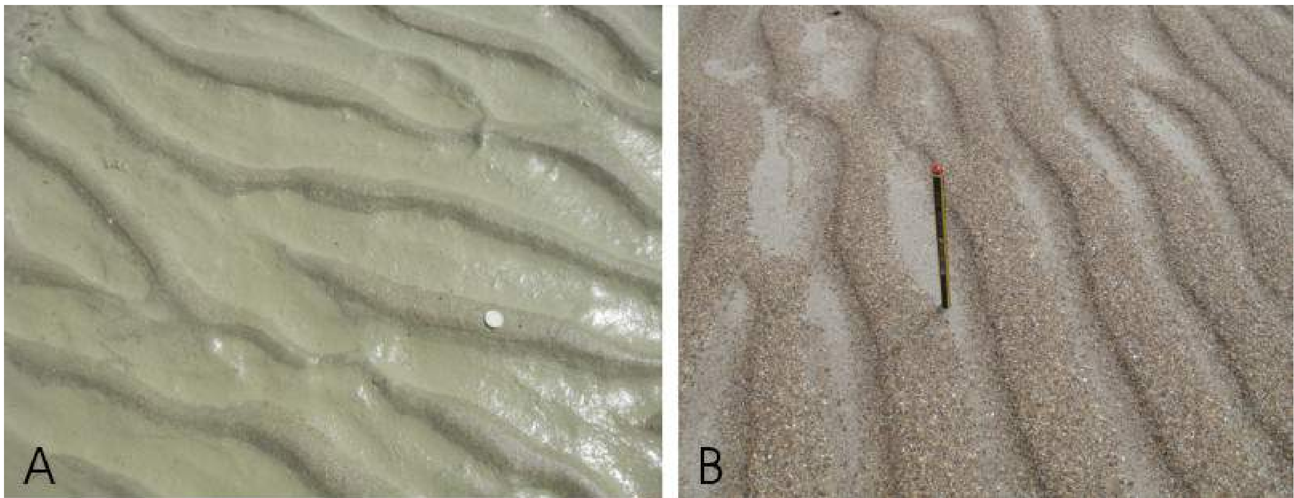


Rides montantes dans un grès du Paléozoïque inférieur, Kalbarri, Australie.

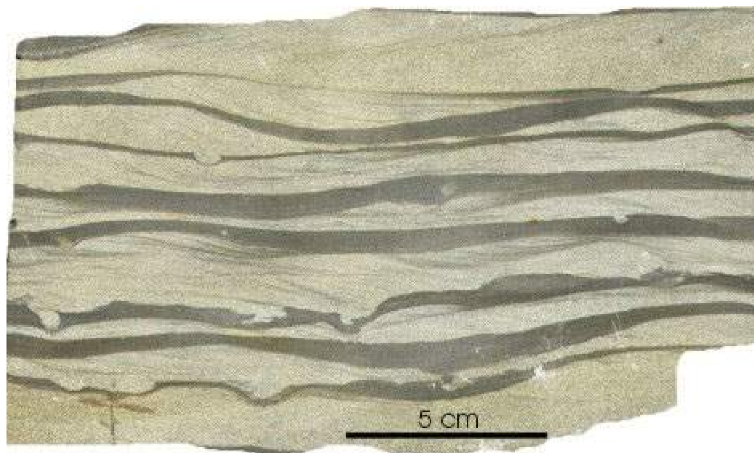
Les ***flaser, lenticular et wavy bedding***. Ces structures (Fig. V.15) sont engendrées par l'alternance de sédiments fins (argile) et plus grossiers (sable, silt). Les flasers peuvent être décris comme des rides sableuses ou silteuses entre lesquelles se déposent des sédiments fins: les drapages argileux sont préservés dans les creux et en partie sur les crêtes. Les stratifications lenticulaires sont des dépôts essentiellement argileux dans lesquelles sont conservées des lentilles sableuses et les wavy bedding sont des alternances de niveaux continus de boue et de sable. Toutes ces structures sédimentaires se forment notamment dans des environnements de tidal flats où des périodes de calme alternent avec des périodes où l'action des vagues ou des courants se manifeste.



Figure V.15: à gauche: formation de lenticular, wavy, puis de flaser bedding, dans un régime où l'apport de sédiments fins (vert) diminue progressivement au dépend des sédiments plus grossiers (orange). A droite: lenticular et wavy bedding dans des sédiments holocènes de la Mer du Nord.



A: formation de flasers: les petites dépressions entre les rides sableuses (formées par des courants de marée) sont remplies par des argiles lors des phases de calme. B: développement de lenticular bedding: de petites rides de sable coquillier reposent sur du sable plus fin. Plage de Grand Fort Philippe (France).



Wavy bedding dans une alternance grès-shale du Dévonien inférieur de l'Ardenne; noter les petites déformations à la base de certains niveaux gréseux.

3.2.9. Les structures de déformation du sédiment

Il s'agit ici des déformations d'origine inorganique (excluant donc la bioturbation), contemporaines du dépôt ou légèrement postérieures. Ces déformations affectent le sédiment avant sa lithification. Des sédiments relativement cohérents peuvent se déformer jusqu'à produire des plans de fracture bien définis sans que la lamination n'en soit affectée. Les sédiments peu cohérents par contre sont affectés par une déformation continue, sans fracturation, avec éventuellement torsion de la lamination. La plupart des déformations observées peuvent se ramener à quelques grandes catégories:

Les ***figures de charge*** *("load casts")*. Ce sont des figures généralement préservées à la surface inférieure des couches sableuses, lorsqu'elles sont superposées à des matériaux argileux hydroplastiques (Fig. V.16). Les formes sont variées, depuis de simples déformations locales jusqu'à des protubérances encore solidaires de la couche sableuse ou même complètement détachées. A l'origine de ces déformations, on note surtout une charge de recouvrement inégalement répartie: le comblement de figures d'érosion, des rides ou la création d'une interface ondulée suite à la propagation d'une onde sismique. L'occurrence des load casts n'est pas restreinte à un environnement particulier. La condition primordiale de leur genèse est un rééquilibrage des pressions dans le sédiment avec développement de déformations à l'interface sable/boue.

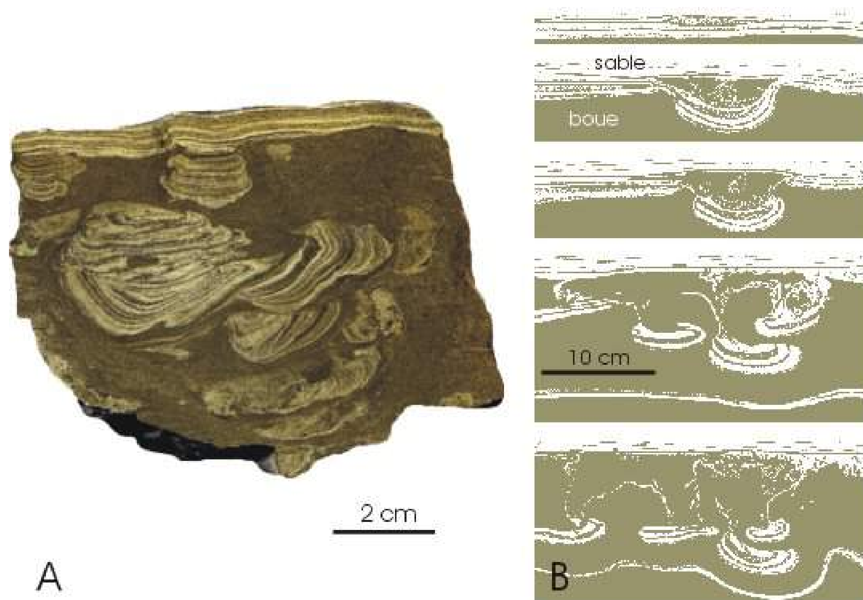
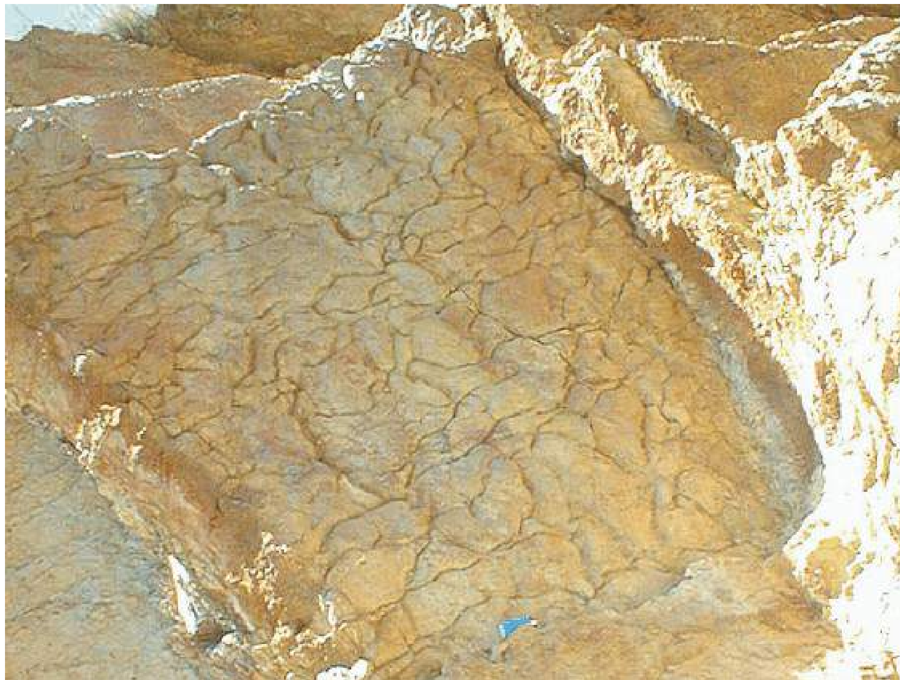


Figure V.16: A: figures de charge formées par du grès dans une siltite; B: développement expérimental de figures de charge à l'interface d'une couche sableuse (claire) et argileuse (sombre) (d'après Kuenen, 1965 in Cojan & Renard, 1999).



Figures de charge à la surface inférieure d'un banc. Dévonien supérieur, Coumiac, France.

Les ***structures en flammes*** *("flame structures")*. Il s'agit de figures relativement régulières, résultant de l'injection d'un matériau fin (argile, silt) dans une couche sableuse (Fig. V.17). Les "flammes" ainsi créées montrent souvent une orientation d'ensemble. Ces structures pourraient être produites par un phénomène de surcharge et traction suite au passage d'un tsunami.

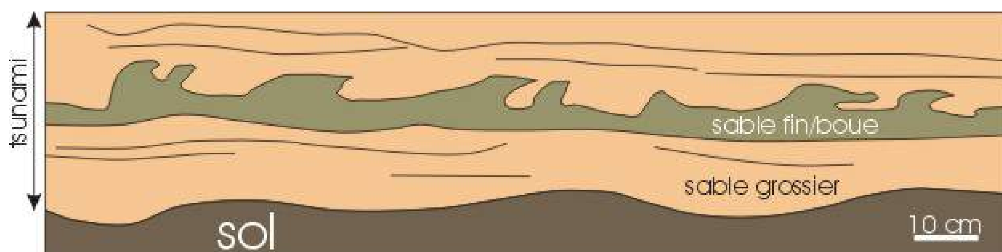


Figure V.17: structures en flammes dans une couche de sable fin entre deux niveaux de sable grossier. Ces sédiments ont été mis en place par le tsunami de 2004 dans l'Océan Indien. La première couche de sable correspond à un dépôt par une première vague; la couche de sédiment plus fin au retrait de la première vague et la dernière couche de sable correspond à une deuxième vague. Cette deuxième vague a provoqué la formation des structures en flammes par traction. L'orientation des flammes (vers la droite sur la figure), correspond au sens du courant.

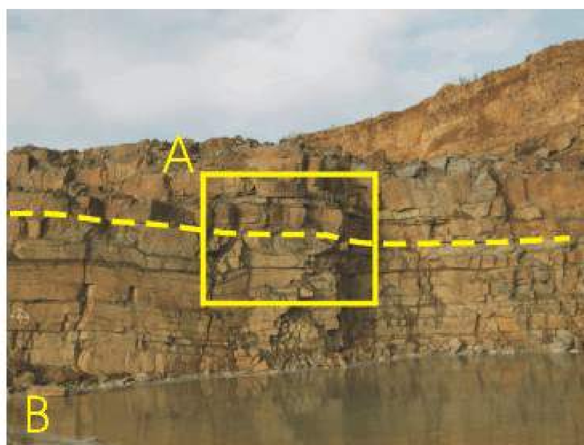
Les ***pseudonodules*** *("ball and pillows"; "structures en traversin")*. Ces structures s'observent dans des couches sableuses. La base de la couche

sableuse est ondulée, voire même découpée en une série de nodules séparés les uns des autres rappelant des traversins. La dimension de ces structures est variable, allant de quelques cm à plusieurs m de longueur. Les pseudonodules ne sont pas indicatifs d'un environnement particulier, mais plutôt d'une vitesse de sédimentation relativement rapide. Leur formation pourrait être liée au passage d'ondes sismiques, favorisant un échappement de fluides et une remobilisation des sédiments. Dans ce cas, les niveaux de pseudonodules pourraient représenter des bancs corrélables latéralement au sein d'un bassin!



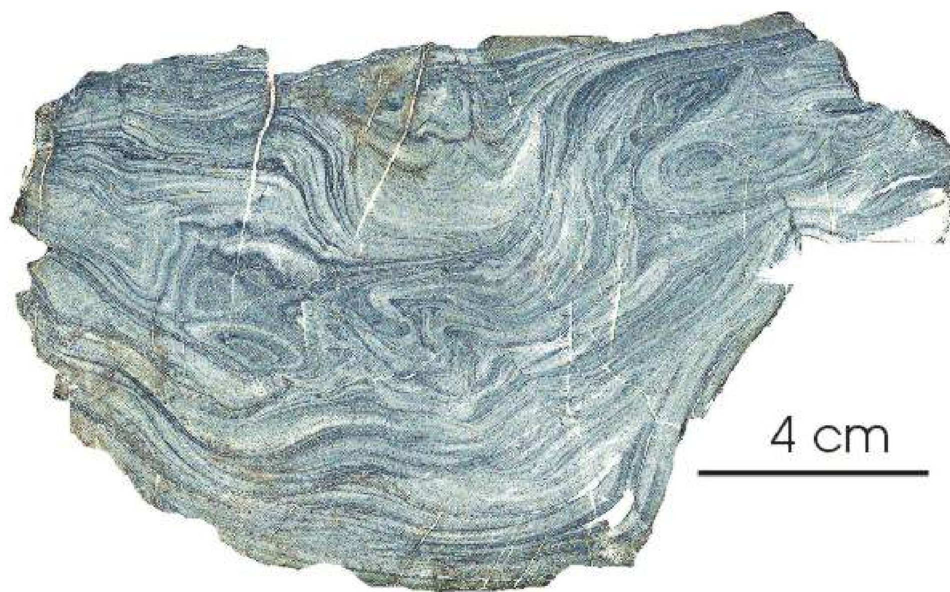
Pseudonodules (la flèche indique le plus représentatif) dans les grès famenniens de la Formation de Montfort à Arbre.





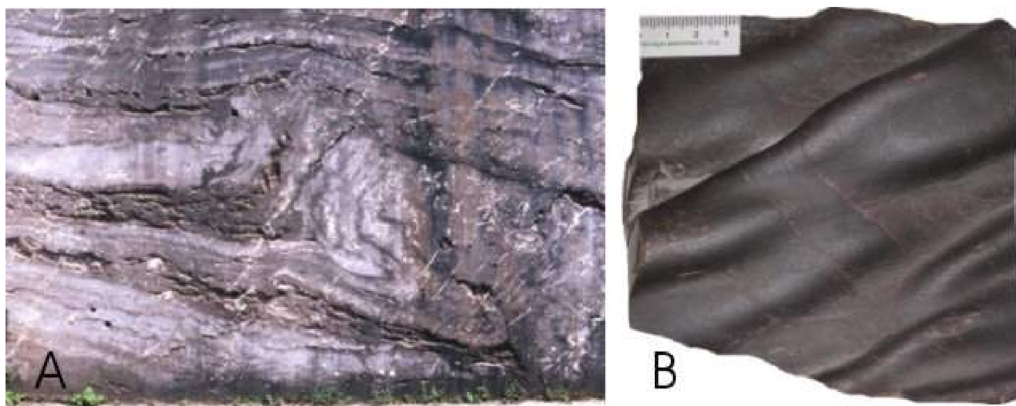
Pseudonodules dans les grès famenniens de la Formation de Montfort à Bois d'Anthisnes. A: un pseudonodule (flèche). B: le banc entier (souligné en tiretés) forme un niveau de pseudonodules, suggérant une corrélation possible à l'échelle régionale.

Les ***convolutes*** *("convolute bedding")*. Cette structure consiste en un plissement souple accentué des lamines d'une couche sédimentaire, souvent des sables fins et silts. Ces plis peuvent se prolonger latéralement au sein de la couche sur de grandes distances. La liquéfaction des sédiments d'une couche hydroplastique est sans doute le facteur primordial de la formation des convolutes. Divers phénomènes peuvent générer cette liquéfaction: courants de traction agissant à l'interface eau-sédiment, surcharge sédimentaire locale, chocs, compaction par émersion,... Les convolutes sont caractéristiques du terme C des turbidites, mais ont été également observés dans des environnements variés, tidal flats, plaine alluviale, point bars, etc.



Convolute bedding dans un grès salmien du Massif de Stavelot.

Les ***glissements en masse*** *("slumps").* Le terme général slump désigne des masses de sédiment qui ont glissé, sous l'action de la gravité, le long de surfaces de cisaillement en préservant en partie leur structure interne (par opposition donc aux coulées de débris). Un matériau déjà cohérent sera fragmenté et le transport générera des structures chaotiques, voire bréchiques; un matériel plus plastique donnera naissance à des plis et replis. Les slumps peuvent s'observer à différentes échelles et atteindre des dimensions hectométriques. Ils sont habituellement limités à leur base et à leur sommet par des couches non dérangées, ce qui permet leur distinction des structures d'origine tectonique (à ceci s'ajoute la dispersion des axes de plis). La genèse des slumps est à rechercher dans des instabilités (pente forte, chocs) affectant des sédiments déposés rapidement, à forte pression hydrostatique interparticulaire.



Deux exemples de slumps. A: à échelle pluri-métrique et en section (calcaire frasnien du Membre de Petit-Mont, à Beauchâteau) et B: à échelle centimétrique et en surface (phyllade à coticule de la Formation d'Ottré, Massif de Stavelot).



Couche "slumpée" dans des calciturbidites siluriennes (carrière de Kosov, Synclinorium de Prague).

Les ***pseudoconglomérats***. Ces structures se développent dans des alternances de boue argilo-silteuse et de boue carbonatée soumises à la compaction

et à des injections de fluides. Si la boue carbonatée est partiellement lithifiée, ces déformations produiront une rupture de la couche carbonatée avec formation de galets intraformationnels (Fig. V.18). On distingue ces pseudoconglomérats des conglomérats "vrais" par l'orientation souvent verticale des galets (suite à l'injection de fluides) et le passage latéral et vertical à des couches non perturbées.

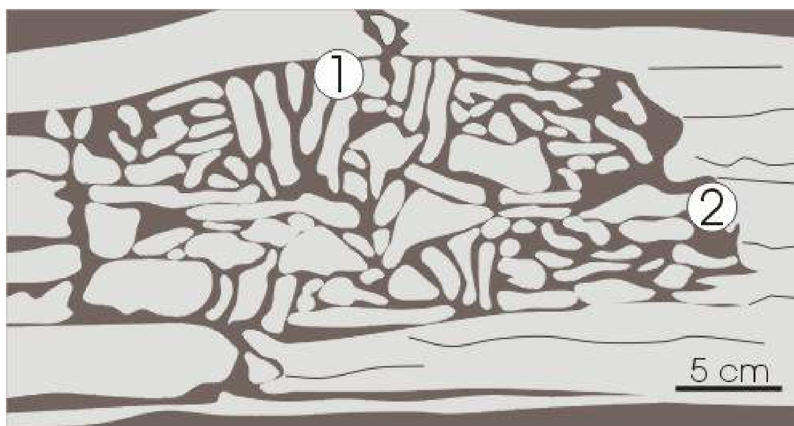


Figure V.18: exemple de pseudoconglomérat développé dans une boue calcaire partiellement indurée (en gris) au sein d'une marne (en brun). (1) galets verticaux; (2) transition latérale entre galets et couche non perturbée.



Pseudoconglomérat dans la Formation de Muav, Carbonifère. Grand Canyon, Arizona, USA.

Les ***injections clastiques*** *("neptunian dykes and sills")*. Ce sont des unités sableuses recoupant suivant des angles variés d'autres corps sédimentaires et résultant de l'injection de matériel détritique plus ou moins liquéfié. Cette injection peut se faire vers le haut à partir d'une couche sableuse inférieure (suite à une surpression hydrostatique) ou vers le bas suite à la gravité. L'extension des dykes peut atteindre une centaine de m depuis le corps nourricier. Les épontes sont généralement nettes et tranchées.



Dyke sédimentaire (indiqué par le porte-mine) dans les schistes et grès namuriens de la Citadelle de Namur.

Les ***volcans de boue et de sable*** *("mud and sand volcanoes")*. Ce sont des structures coniques cm à métriques, présentant souvent une petite

dépression centrale et des flancs garnis de lobes de sable en position radiale. Une section verticale dans ces structures montre une disposition du sédiment laminaire parallèle aux flancs et un cylindre central (cheminée) sans structure. Cette cheminée peut être reliée à un dyke nourricier sous-jacent. Les volcans de boue et de sable sous souvent accompagnés, dans les couches environnantes, par d'autres types de déformations du sédiment tels slumps, figures de charge, etc. D'un point de vue génétique, ces structures sont la conséquence de l'expulsion de l'eau contenue dans un sédiment sursaturé suite à un dépôt rapide. Dans ces circulations d'eau, le sédiment devient mobile et se déplace à la manière des sables mouvants.



Volcan de boue. Le Salse di Nirano (Réserve d'Emilia Romagna, commune de Fiorano Modenese). Photo Damien Pas.

Les ***stromatactis***. Autrefois identifiées comme des organismes, ces structures centimétriques à métriques sont encore fort énigmatiques. Elles s'observent en général dans des monticules récifaux, où une boue à consistence gélatineuse permet une certaine permanence des cavités. Au cours du temps, les cavités primaires du sédiment (dues souvent à des éponges), évoluent par collapse d'une partie de leur "toit" et sédimentation interne sur leur "plancher". Une précipitation de ciment fibreux précoce fige ensuite l'ensemble et donne naissance aux stromatactis, caractérisés par un plancher horizontal (c'est d'ailleurs un bon géopète) et un sommet très digité. Les stromatactis forment souvent un réseau interconnecté dans la base des monticules récifaux (Fig. V.19).

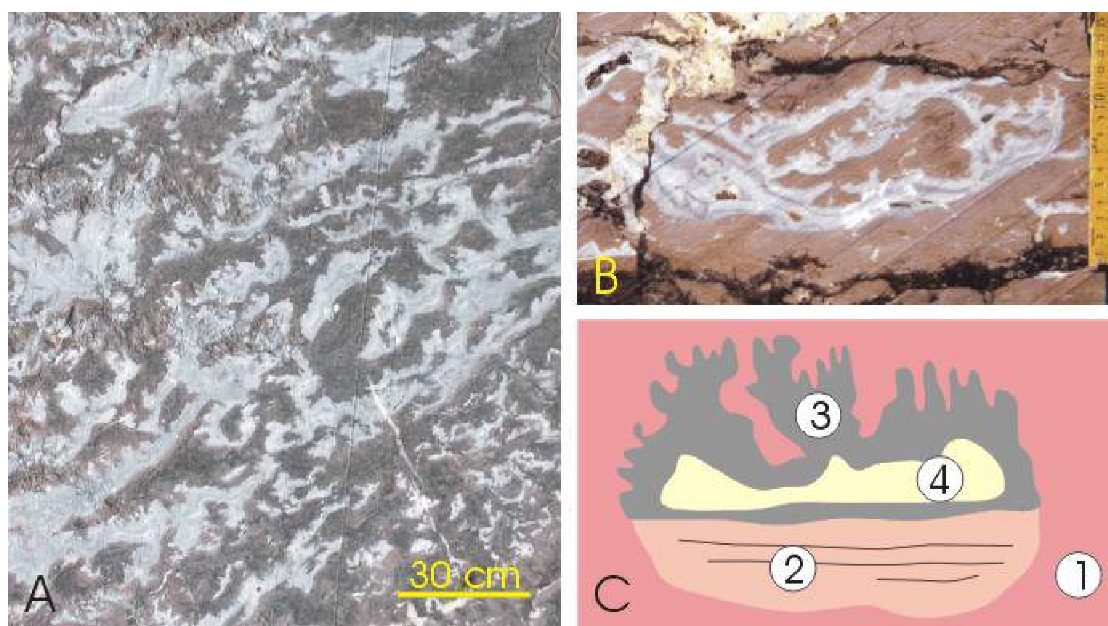
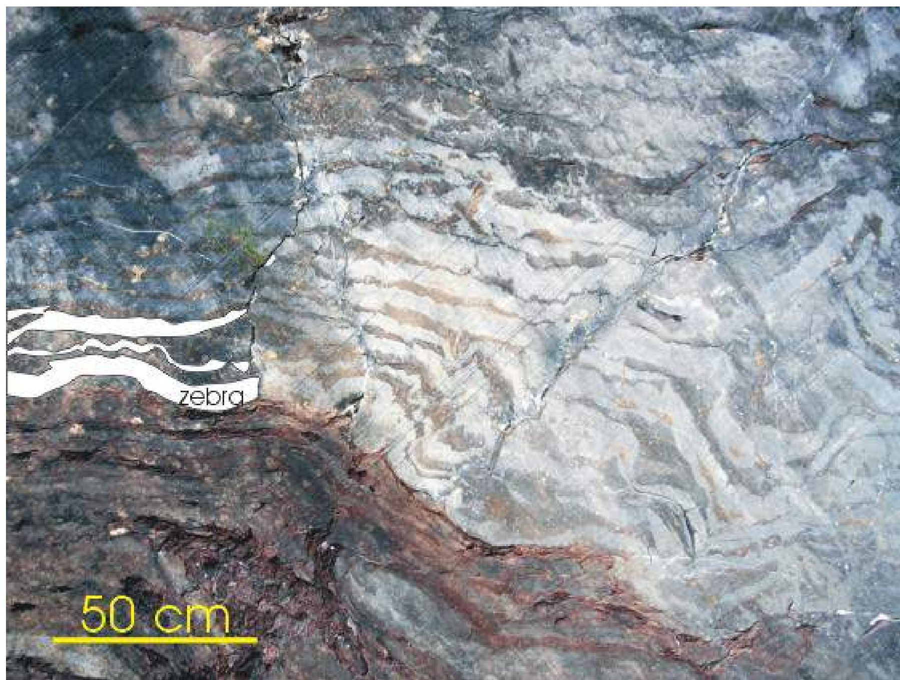


Figure V.19: stromatactis. A: calcaire à nombreux stromatactis à la base d'un monticule récifal (carrière des Wayons, Membre du Petit-Mont, Frasnien, Merlemont); B: détail d'un stromatactis plus complexe; base du monticule des Bulants, Membre du Petit-Mont, Frasnien, Neuville. C: schéma des éléments essentiels d'un stromatactis: (1): boue à consistence de gel; (2): sédiment interne, souvent laminaire; (3): ciment fibreux précoce; (4): ciment équigranulaire tardif.

Les ***zebra*** s'observent aussi en contexte de monticule récifal et il semble que, comme pour les stromatactis, la consistence gélétineuse de la boue soit indispensable à leur développement. L'origine de ces trains de cavités pluricentimétriques parallèles est souvent liée à une compression latérale (par exemple sur un flanc de monticule).



Zebra dans le monticule frasnien des Wayons, à Merlemont. Les cavités (certaines sont soulignées de blanc) sont cimentées par de la calcite fibreuse grise. La matrice (boue) est rose à rouge.

Les ***cone-in-cone***, également énigmatiques, sont des structures centimétriques en forme de cônes emboîtés, faisant alterner calcite et insolubles (des argiles en général). L'interprétation la plus communément admise est la croissance de cristaux de calcite dans des zones de pression plus faible lors de l'enfouissement.



Structure cone-in-cone.

Les ***chicken wire*** sont des structures dues à la cristallisation d'anhydrite sous la forme de nodules pluri-centimétriques dans des sédiments argileux qu'ils repoussent. A la fin du processus, les nodules (blancs) se touchent, laissant entre eux un liseré (sombre) qui rappelle du treillis (d'où le nom)... Ces structures se forment dans un contexte évaporitique.



Chicken wire (silicifiés) dans les calcaires argileux de la Formation de Martinrive (Dinantien, Chanxhe).

Les ***entérolithes*** se développent aussi en contexte évaporitique, par replissement d'un lit d'anhydrite lors de sa croissance.



Entérolithes (dolomie) dans un grès Famennien de la Formation d'Evieux (Durnal).

Les **stylolithes**: cf. ci-dessous, paragraphe 4.2.

3.2.10. Les témoins de l'activité organique

Il s'agit de tous les vestiges, autres que les restes corporels laissés par des organismes vivant dans l'environnement étudié. Ceci comprend essentiellement les traces de *déplacement* et *d'habitat* (objet de l'ichnologie) et les *coprolithes*. Un problème majeur de l'interprétation de ces témoins est que dans la majorité des cas, ils sont isolés des organismes qui les produisent et que ces organismes demeurent donc largement inconnus.

Les pelotes fécales et coprolithes sont les excréments fossiles. Les ***pelotes fécales*** *(pellets)* des invertébrés (mollusques, échinodermes, arthropodes,...) interviennent pour une part non négligeable dans les sédiments de la zone néritique. Ce sont des boules de boue de taille millimétrique, souvent homogènes, mais parfois dotées d'une structure interne caractéristique. Les ***coprolithes*** sont de taille plus importante (cm-dm) et sont interprétés comme des excréments de vertébrés. Ils contiennent des fragments d'os et de coquille brisés et des teneurs élevées en phosphate et matière organique.

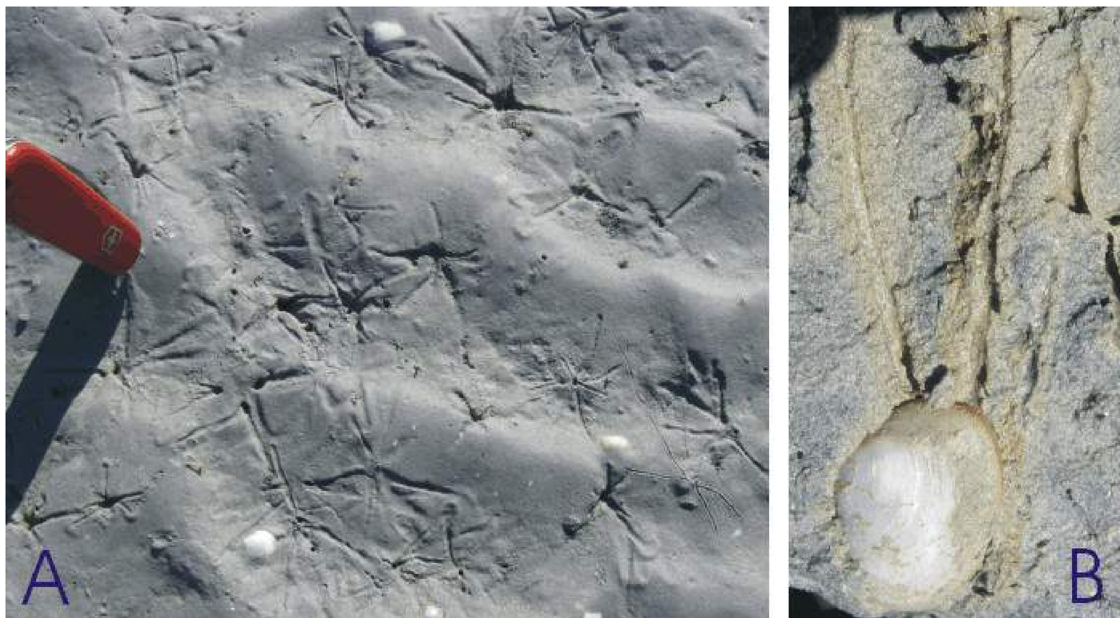
Les ***traces de racine*** sont associées à la pédogenèse dont elles sont un des critères d'identification. Ce type de bioturbation se distingue des terriers par le diamètre variable des structures, leur aspect souvent fourchu et leur terminaison conique. Des microstructures particulières se développent au sein du vide laissé par la dégradation des racines et également dans la zone de sédiment immédiatement influencée par leur présence (manchon). Ces critères sont détaillés dans le chapitre consacré aux paléosols.

Les ***traces de déplacement et de repos***. En milieu sous-aquatique, les pistes sont généralement produites par des arthropodes. Ces pistes sont souvent conservées en relief sur la base de la couche sédimentaire surincombante. On connaît par exemple les bilobites qui sont des traces de trilobites. Les helminthoïdes sont des traces énigmatiques du flysch alpin. En milieu sub-aérien, les très rares pistes sont préservées dans des sédiments imbibés d'eau.



Pistes de tétrapodes sur une dalle de grès triasique (Aiguilles Rouges). Photo: J. Bellière.

Les ***traces de logement***. De nombreux organismes suspensivores construisent des terriers. Ils y trouvent protection contre les prédateurs et éventuellement contre l'exondation temporaire du milieu. En général, ces terriers sont disposés plus ou moins perpendiculairement par rapport à la surface du sédiment. Leurs occupants recueillent les particules nutritives en suspension. Le renouvellement de cette nourriture exige une agitation permanente des eaux. C'est la raison pour laquelle les traces de logement sont fréquentes dans les milieux peu profonds, en particulier en domaine littoral (Fig. V.20). Dans l'environnement de haute énergie de la zone intertidale, les substrats durs sont creusés par les lithophages (perforations de spongiaires, annélides, lamellibranches,...). Ces perforations sont reconnaissables car elles tronquent les éléments squelettiques du sédiment. Dans les substrats meubles, d'énergie moins forte, on observe deux types de terriers: des terriers simples en forme de tubes rectilignes ou de poches; les organismes y restent en contact avec le milieu extérieur par l'intermédiaire de siphons (lamellibranches); les arthropodes projettent leurs appendices antérieurs hors de leur terrier, tandis que les oursins assurent la circulation de l'eau par le mouvement de leurs ambulacres. Un autre type de terrier, en forme de U, communique avec la surface par deux orifices. Dans cette configuration, la circulation de l'eau est entretenue par les contractions du corps de l'animal (annélides) ou par le mouvement des appendices (arthropodes).



A: traces en étoile de scrobiculaires (lamellibranches) à la recherche de nourriture sur la surface du sédiment. B: scrobiculaire dans un sable fin (coupe); noter la trace verticale des siphons. Plage de Vildé-la-Marine, Baie du Mont-Saint-Michel, France.

Les ***traces de nutrition***. Les traces de pacage sont le résultat de la quête de nourriture à la surface des sédiments (en général, une mince pellicule de matière organique). Ce type de trace est fréquent dans les dépôts relativement profonds (flysch). D'autres organismes creusent un réseau complexe de galeries comblées au fur et à mesure de leur progression dans le sédiment. Le tracé des galeries n'est reconnaissable que grâce à la différence d'aspect (texture, couleur) entre le remplissage du terrier et l'encaissant. Le développement de tels réseaux peut se faire par ramification d'une galerie centrale ou par translation à partir de terriers en forme de U. Les terriers laissés par des traces de nutrition sont en général considérés comme indicateurs d'environnements plus profonds que les terriers d'habitat (Fig. V.20).

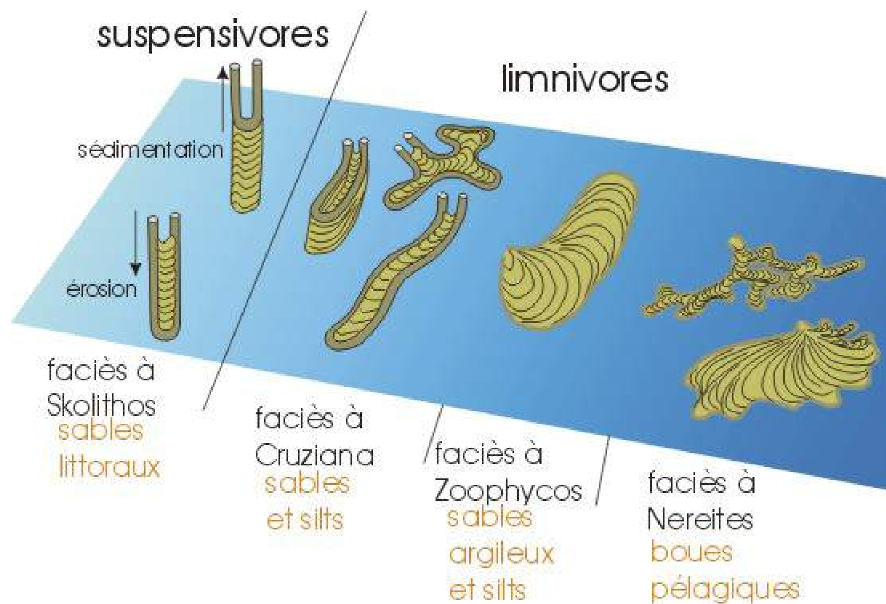
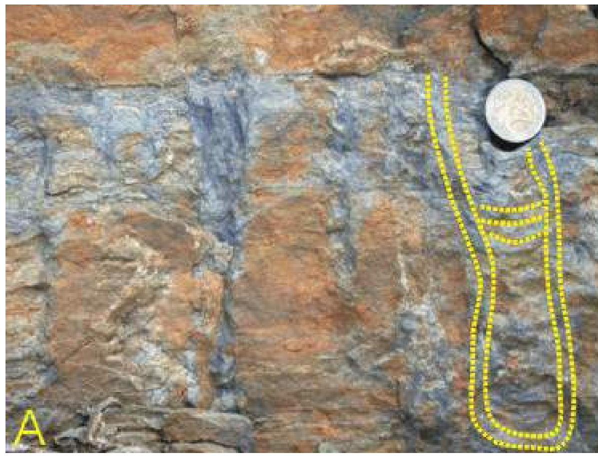


Figure V.20: morphologie des terriers en fonction de la bathymétrie.



Nombreux terriers d'Arenicola marina (Polychaeta) dans la partie supérieure de la zone intertidale. A droite, forme isolée sur la plage montrant les deux orifice du terrier en "U". Plage Saint-Michel, près d'Erquy, Bretagne





A: terriers en U avec figures en ménisques (Diplocraterion); B: terriers de limnivores; grès famenniens de la Formation de Montfort, à Arbre.



A



B

C



D



E





F

Autres exemples de bioturbations et ichnofaciès associés: A: Diplocraterion parallelum (faciès à Skolithos). B: trace de racine. C: Zoophycos. D: Arenicolites, avec coupe verticale (faciès à Skolithos et à Cruziana); E: Paleodyction (faciès à Zoophycos). F: Skolithos. Cf. Gerard & Bromley (2008).

Outre l'étagement de la bioturbation en fonction de la bathymétrie (Fig. V.20), on peut également observer en un même point, une répartition verticale des terriers en fonction des groupes trophiques et des caractéristiques du sédiment (Fig. V.21).

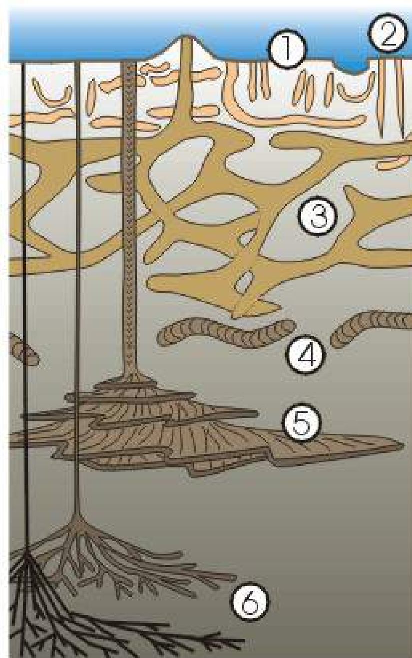


Fig. V.21: étagement vertical des terriers en fonction des groupes trophiques (suspensivore-détritivore) et des caractéristiques des sédiments (surtout le caractère oxydant ou réducteur). (1): Macaronichnus; (2): Skolithos; (3): Thalassinoides; (4): Taenidium; (5): Zoophycos; (6): Chondrites.

Il faut insister aussi sur le fait que la présence de terriers (et par là, la présence d'une endofaune) est une caractéristique des fonds marins bien oxygénés. Les fonds anaérobies sont azoïques (Mer Noire). L'absence d'ichnofossiles dans une série sédimentaire peut, dès lors, témoigner d'eaux peu oxygénées. Mais un afflux important de sédiment est aussi un facteur défavorable à la vie sur les fonds marins. Heureusement, certains caractères de la bioturbation permettent une estimation de la vitesse de sédimentation: quelques terriers verticaux très développés peuvent être des traces de fuite ("escape structure") d'organismes pris au piège dans le sédiment et cherchant à échapper à l'ensevelissement. Par contre, des sédiments intensément bioturbés dans leur partie superficielle sont indicateurs de taux de sédimentation faibles favorisant la présence d'organismes pendant des durées prolongées (Fig. V.22). Il en va de même pour les lithophages s'installant sur des substrats indurés ne recevant que peu ou pas d'apports sédimentaires.

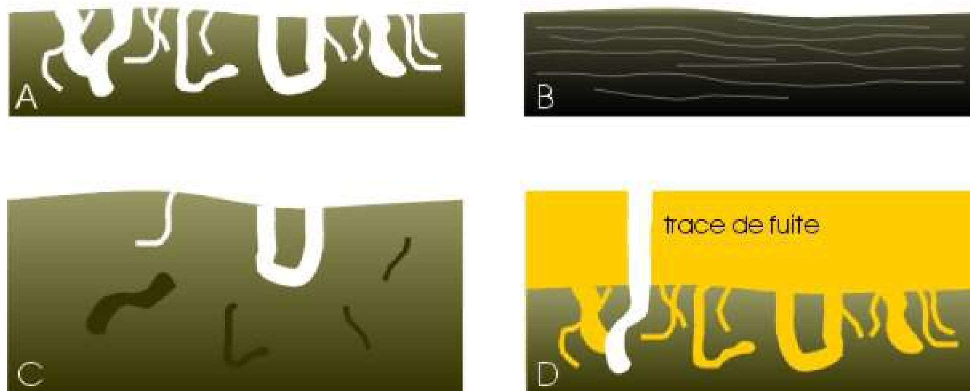


Figure V.22: la bioturbation comme indicatrice de la vitesse de sédimentation et du caractère plus ou moins réducteur du sédiment. En (A), une sédimentation lente permet le développement d'une endofaune très riche, avec de nombreux terriers; en (B), le sédiment est anoxique, limitant le développement de l'endofaune, ce qui permet la préservation de la lamination; en (C), la sédimentation est rapide et les terriers sont beaucoup moins nombreux; enfin, (D) montre un exemple de sédimentation épisodique (une couche de sable, en orange, recouvre les sédiments fins en gris-vert): une partie de l'endofaune disparaît, tandis que certains organismes s'échappent en migrant vers la surface. Remarquez qu'en A, C et D, l'augmentation du caractère anoxique du sédiment en profondeur (teintes plus sombres) limite la profondeur de la tranche de sédiment soumise à la bioturbation.



Traces de fuite ("escape structures") dans un grès famennien.

A propos des ichnofaciès, on trouvera de nombreuses informations supplémentaires sur:
http://www.es.ucl.ac.uk/undergrad/fieldwork/image/fieldtrips/TraceFossils/ichno.htm
http://www.envs.emory.edu/ichnology/ichnofacies.htm
http://rodolfo.ips.es/HTML/04Dinosaurios/ICHNOLOGY.html
http://research.eas.ualberta.ca/ichnology/

VI. L'évolution post-dépôt

Dans l'évolution post-sédimentaire, il est possible de distinguer un certain nombre de grandes étapes, qui vont se succéder au cours du temps et amener des modifications de plus en plus importantes du sédiment originel. On distinguera donc ci-dessous la pédogenèse (développement d'un sol) qui peut intervenir lorsqu'un sédiment est émergé; la compaction, qui consiste d'abord en une expulsion d'eau suite à la surcharge provoquée par l'accumulation des sédiments et la diagenèse qui concerne surtout des phénomènes (bio)chimiques de dégradation de la matière organique et de dissolution et cristallisation. On abordera aussi, de manière brève, le problème de la fossilisation et de la perte d'information qu'il représente.

1. PEDOGENESE

1.1. Généralités

Une attention particulière doit être accordée aux transformations susceptibles d'affecter un sédiment lors de son évolution en milieu continental. De tels témoignages d'émersion doivent absolument être mis en évidence, notamment pour leur intérêt paléogéographique.

La *pédogenèse* correspond au développement d'un sol sur un substrat minéral. Ce processus est en général long (plusieurs milliers d'années) et peut aboutir à différents types de sols en fonction du substrat, du climat (voir chapitre II) et de la durée de la pédogenèse. Nous allons prendre un profil idéalisé comme exemple (Fig. VI.1) et passer en revue les différents *horizons pédologiques* et les processus dominants qui y sont observés.

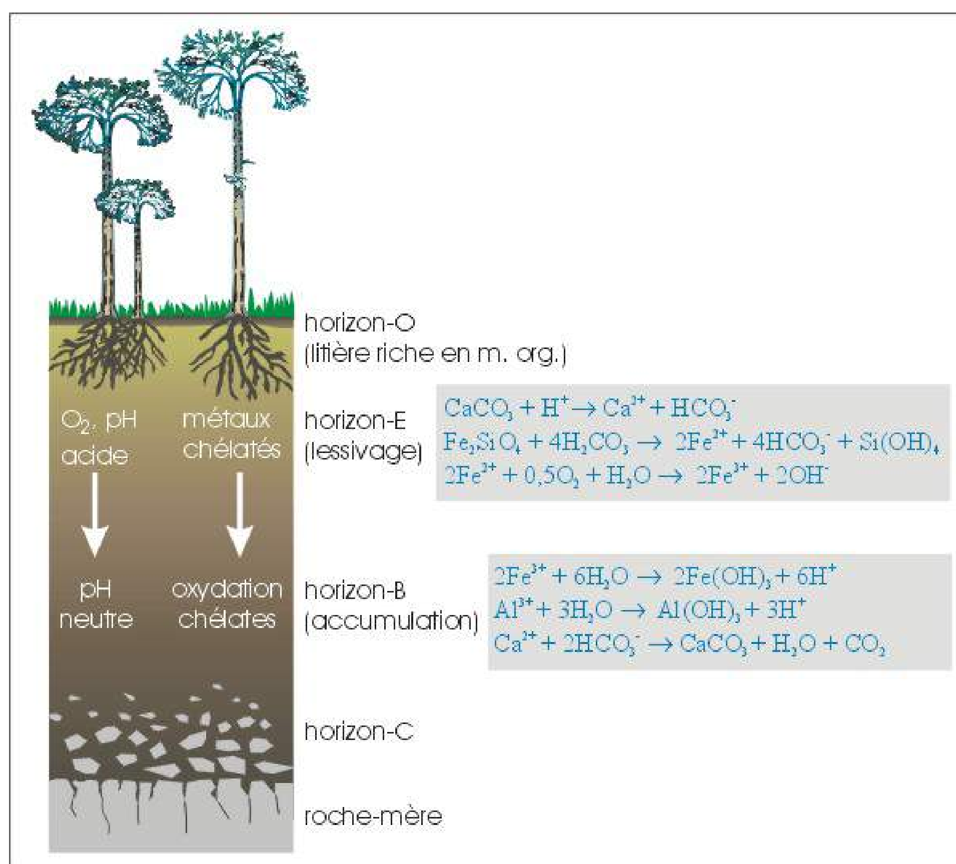


Figure VI.1: profil idéalisé dans un sol, montrant les différents horizons et les processus qui y sont observés. D'après Konhauser (2007), modifié.

Le premier horizon (horizon-O) est très riche en débris organiques dans des stades de décomposition variés. Différents processus microbiens vont générer des acides organiques qui contribuent à une mise en solution des cations métalliques sous la forme de chélates (oxalates, citrates,...). L'eau de pluie, enrichie en CO_2 par la fermentation et la respiration, va avoir le même rôle. Toutes ces réactions vont aboutir à la formation d'un horizon-E lessivé, enrichi en éléments résistants (quartz, oxydes) et appauvri en cations métalliques. Les horizons O et E correspondent aussi à la rhizosphère, c-à-d à la zone du sol colonisée par les racines. La population microbienne y est très importante. Les nombreux échanges entre le sol et les racines contribuent au développement des manchons racinaires dont nous parlerons ci-dessous et qui sont de très bons indices de pédogenèse dans l'Ancien.

Les cations solubilisés dans l'horizon-E peuvent précipiter plus bas dans le profil, là où le pH redevient plus élevé (neutralisation progressive des acides

organiques) et où les chélates sont oxydés: c'est l'horizon-B. En climat aride, l'évaporation provoque la précipitation de carbonates et d'oxydes.

Nous allons maintenant passer en revue les critères qui permettent de reconnaître le développement d'un paléosol, en particulier en environnement carbonaté.

1.2. Critères de pédogenèse en environnement carbonaté

Le développement de paléosols sur horizons carbonatés est essentiellement la conséquence de phénomènes de dissolution et précipitation, avec comme résultat la redistribution et la réorganisation d'une grande partie des carbonates originaux. Les structures les plus courantes sont les suivantes (Wright, 1994).

1.2.1. Structures macroscopiques

- les ***rhizolithes***: ces structures sont particulièrement bien développées dans les dépôts éoliens où les végétaux doivent posséder des racines profondes pour atteindre la nappe phréatique. De nombreux types de rhizolithes ont été décrits dans la littérature. D'une manière générale, ces structures comprennent un vide (occupé à l'origine par les tissus végétaux), de forme souvent fourchue avec extrémités coniques, éventuellement empli par des sédiments postérieurs et un manchon ou enveloppe, constitué de calcaire fin. La Fig. VI.2 schématise les différentes microstructures associées aux rhizolithes;



Rhizoconcrétion (flèche) dans un sol, Villeveyrac, Crétacé.

- les ***nodules***: la précipitation du $CaCO_3$ dans le sol est irrégulière, avec comme conséquence le développement de nodules de calcaire à contours mal définis, de "ponts" et encroûtements calcaires et finalement le remplacement des grains originaux par du calcaire fin (*micrite*), voire la formation d'horizons continus (*calcrete* massif). Remarquons que cette "micritisation" peut s'effectuer aussi bien aux dépens d'un ciment cristallin que de grains. Ce processus est au moins partiellement sous le contrôle de microorganismes et peut faire intervenir la précipitation d'oxalates de calcium et leur transformation ultérieure en calcite;





A: nodulisation due à la pédogenèse dans la Formation de Lustin (Frasnien moyen) à Barse; B: dolcrete, Formation d'Evieux (Famennien), Poulseur.

- les ***niveaux laminaires***: il s'agit de croûtes finement zonaires dont l'origine reste assez controversée: activité microorganique, précipitation par évaporation de l'eau. Ces croûtes peuvent surmonter des horizons indurés, des substrats plus anciens, etc. (Fig. IV.2). Pour certains auteurs, il s'agirait de tapis microbiens fossiles (enfouis sous la partie superficielle du sol);

- les ***horizons bréchiques***: les éléments (endoclastes), anguleux à arrondis, peuvent être cimentés par des croûtes laminaires. La bréchification peut être

liée à des cycles de sécheresse-humidité, à l'action des racines, aux écarts de température, etc.;

- la ***marmorisation***: ce sont des variations de couleur (rouge-jaune-vert-gris,...) dues à la juxtaposition de zones oxydées et réduites. Ces changements à l'échelle cm-dm du degré d'oxydo-réduction sont liés à la teneur variable du sédiment en matière organique;

- les ***structures de dessication***;

- les ***"slickensides"***: il s'agit de structures de glissement, souvent courbes, dues à des alternances de périodes sèches et humides dans un matériau argileux;

- les ***pisoïdes***: ces corpuscules de taille (pluri)-millimétrique sont fréquents dans les cavités de sols évolués, souvent en granoclassement inverse. Des horizons pisoïdiques fortement développés sont généralement l'indice de sols sur pentes;

1.2.2. Microstructures

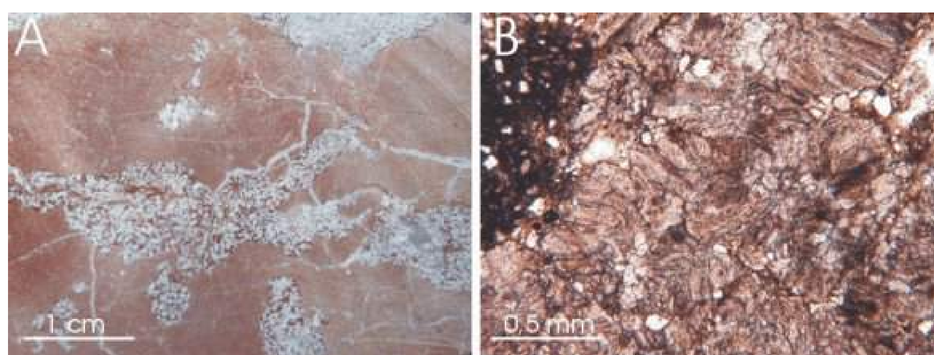
- ***structure alvéolaire***: c'est la structure la plus typique des paléosols. Il s'agit de septes arqués de quelques centaines de µm de long, développés dans des cavités, généralement des racines par des populations microbiennes;

- **microfractures**: leur morphologie est très typique: elles sont généralement courbes et circumgranulaires; elles sont dues à la dessication d'un matériau inhomogène: certains grains ne changent pas de volume, alors que la matrice gonfle et se rétracte;

- ***péloïdes***: souvent appelés *glaebules*, leur origine peut être très diverse: fragmentation d'horizons micritiques par des microfractures courbes, micritisation de grains carbonatés, calcification de pellets fécaux, activité microbienne;

- ***ciments***: parmi les variétés observées, citons des fibres de 1 à 5 µm x 50 à 100 µm de calcite magnésienne. Leur origine semble liée à la présence de mycelium et à la précipitation d'oxalates. Ces structures fragiles sont parfois remplacées par de la micrite. Les ciments montrent souvent une morphologie typique de milieux vadoses (ponts, pendants);

- ***Microcodium***: c'est un constituant énigmatique (champignon+bactérie filamenteuse?) des sols tertiaires. Leur abondance peut être telle qu'ils en viennent à former l'essentiel du paléosol.



Microcodium dans un sol tertiaire (Vitrollien), coupe de Montplaisir, Minervois, France; A: aspect en surface sciée (les microcodium se concentrent dans les racines); B: lame mince, lumière naturelle.

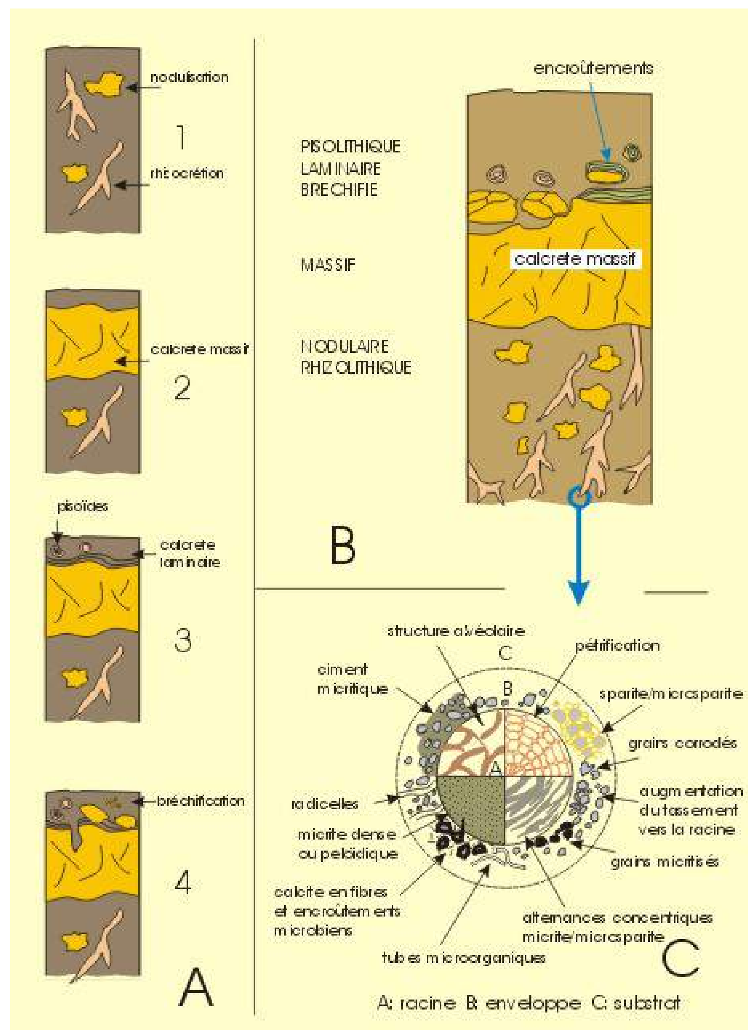
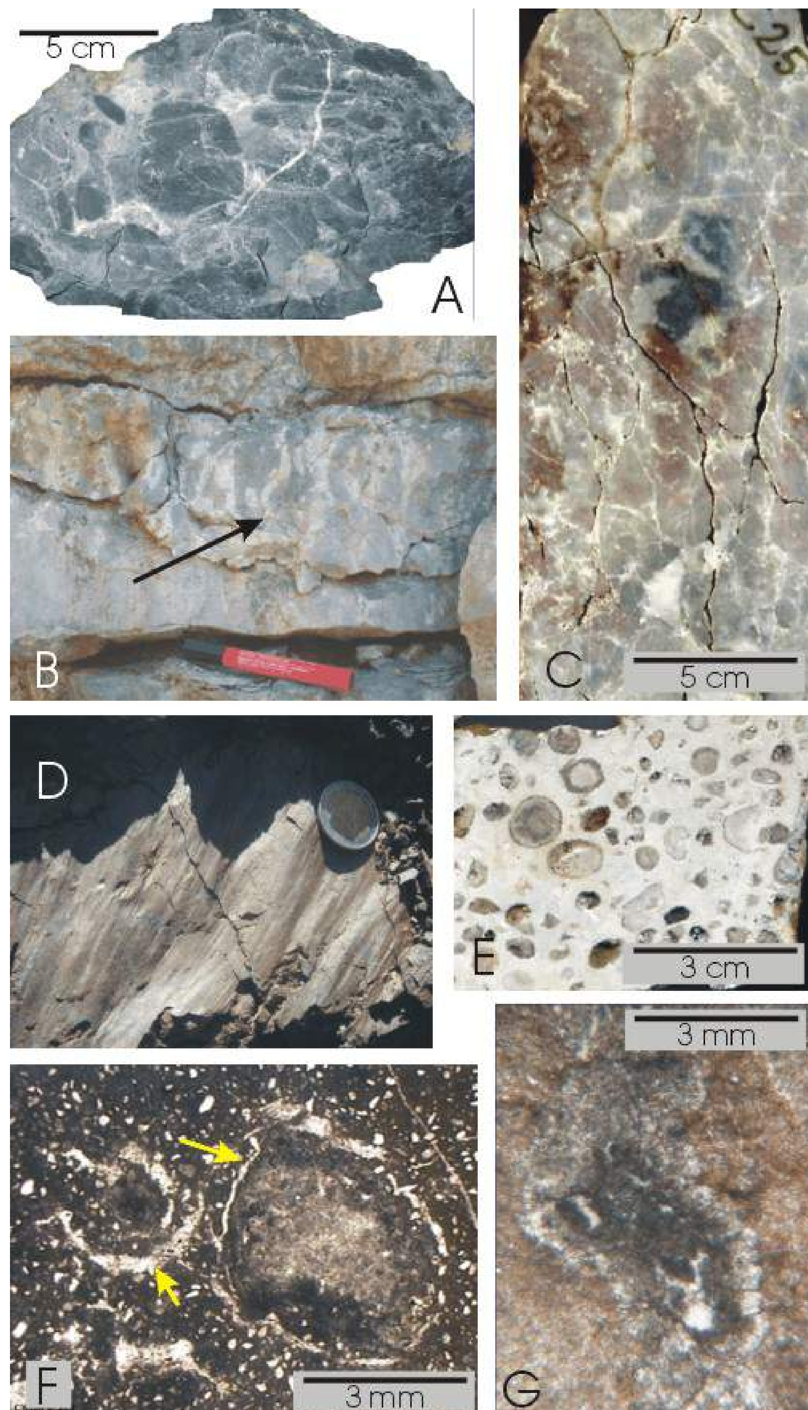


Figure VI.2: développement progressif d'un calcrete; B: critères d'identification macroscopiques d'un calcrete; C: critères d'identification microscopique des rhizoïdes.



Structures pédogénétiques. A: bréchification; B: traces de racines conservées par précipitation de calcaire (flèche); C: marmorisation (rouge-gris-vert); D: slickensides; E: pisoïdes; F: fractures courbes circumgranulaires (flèches); G: manchon racinaire. F et G: lames minces, lumière naturelle.

2. LA COMPACTION

Le dépôt successif de sédiments entraîne une surcharge progressive faiblement compensée par une augmentation de la pression d'eau interstitielle. La *compaction* des sédiments consiste en une réduction, par voie physique ou chimique, de leur épaisseur originelle. La *compaction mécanique* correspond à une perte de porosité associée à l'expulsion de fluides par réarrangement des grains sédimentaires tandis que la *compaction chimique* correspond à des processus de dissolution par pression *("pression-solution")*. Tous les sédiments ne réagissent pas de la même façon lors de la compaction: en d'autres termes, la réduction d'épaisseur est fonction de la composition originelle du sédiment (boue détritique, calcaire, sable, cf. tabl. VI.1), voire de l'existence d'un ciment précoce (un calcaire à ciment marin se compacte très peu, au contraire d'un sable calcaire non cimenté). Ce phénomène est la compaction différentielle. Elle est responsable de modifications dans la géométrie et la disposition relative de corps sédimentaires de composition différente (Fig. VI.3).

sédiment	% de l'épaisseur originelle après compaction
tourbe	5-10%
boue argileuse	10-25%
boue calcaire	40-50%
sable	65-75%

Tableau VI.1: taux de compaction de quelques types de sédiments.

Le taux de compaction (t) est le rapport entre l'épaisseur initiale du sédiment h_0 et l'épaisseur après compaction (épaisseur actuelle) h

$$t=h_0/h$$

Deux méthodes permettent d'apprécier le taux de compaction: la mesure directe et la mesure des variations de porosité. Détaillons la mesure directe, la plus aisée à mettre en oeuvre.

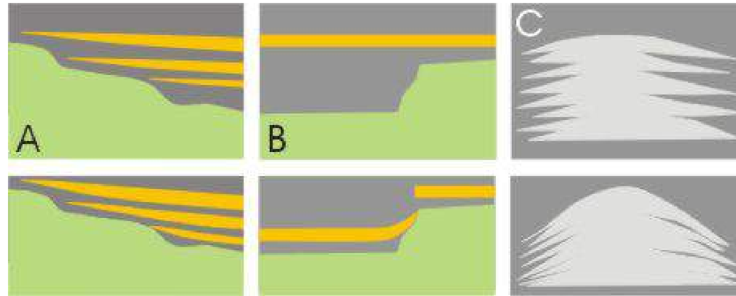


Figure VI.3: effet de la compaction différentielle sur des corps gréseux (A), responsable d'un changement dans le pendage des unités; sur un corps gréseux au-dessus d'une dénivellée (B), provoquant la formation d'une fausse faille synsédimentaire; sur des flancs de récif (C), modifiant le pendage des flancs et suggérant un faux relief synsédimentaire.



Nombreuses failles dues à la compaction dans une alternance de lignite et de calcaire lacustre. Calcaire de Ventenac, Eocène, Minerve, Montagne Noire (France).

2.1. Evaluation du taux de compaction par mesure directe

Un cas simple est la comparaison de l'épaisseur de sédiment entre des lamines préservées autour d'un objet non déformable (fossile, objets cimentés précocement, nodules,...) et la même tranche de sédiment à distance de cet objet (Fig. VI.4). On peut également étudier la forme actuelle après déformation d'objet supposés sphériques (ou à section sphérique) à l'origine (ooïdes, amonites, terriers cylindriques,...).

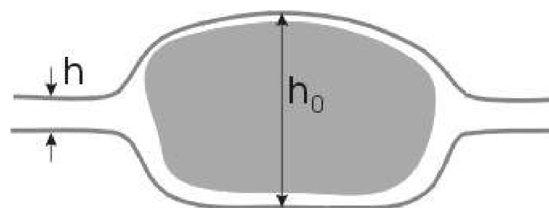
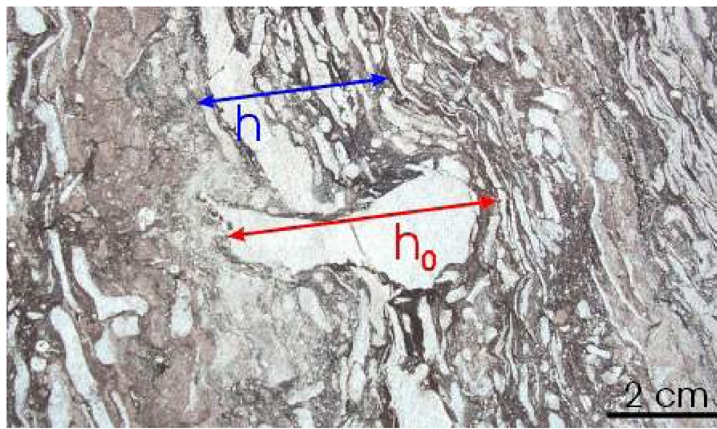
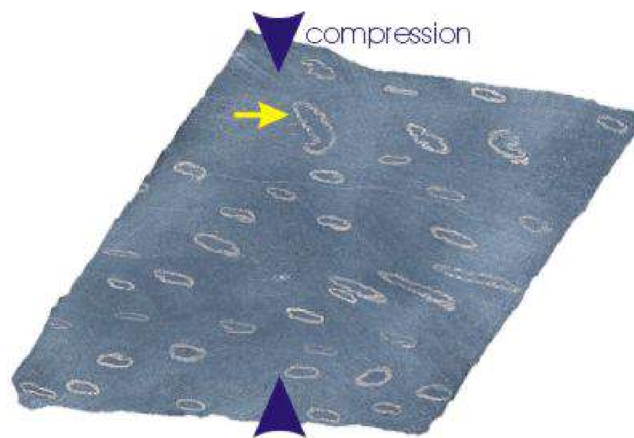


Figure VI.4: principe de la mesure directe de la compaction, autour d'un objet résistant. D'après Beaudoin et al. (1987).



Mesure directe de la compaction: le sédiment est "armé" par la présence d'un corail (h_0); un peu plus loin, l'épaisseur est déjà moindre (h). Sommet du monticule frasnien de Hautmont, Vodelée.



Compaction de terriers d'Arenicolites fourmarieri dans des shales houillers. La flèche jaune montre un terrier vertical dont les parois sont ondulées suite au raccourcissement. Les terriers horizontaux sont applatis en ellipses. Largeur de la carotte: 6 cm.

3. LA FOSSILISATION

Après la mort des organismes, leur corps subit en général toute une série de processus qui vont limiter la qualité de leur préservation. Il peut s'agir de prédation, putréfaction, transport, responsables de la perte précoce de certaines parties des chairs et des squelettes (on a affaire à une *thanatocénose* et non à une **biocénose**). Par la suite, les fossiles peuvent être affectés dans les roches même qui les contiennent par des processus de déformation. Les fossiles subissent aussi des transformations chimiques incluant non seulement la dissolution des tests, mais aussi leur remplacement par d'autres minéraux. C'est pourquoi l'on connaît non seulement des fossiles calcaires, chitineux, siliceux, mais aussi pyriteux, gypseux, en hématite, etc.

La *fossilisation* conserve essentiellement les parties dures des organismes, telles les coquilles ou les os, mais des organismes mous ou des parties molles d'organismes ont également pu subir une fossilisation. On connaît ainsi du tissu musculaire d'anoures éocènes, des cellules pigmentaires de poissons triasiques, etc. Dans certains cas, les structures des os et des coquilles sont tellement bien préservées que des détails d'histologie ont pu être mis en évidence (traces d'insertions musculaires, de nerfs,...). La Fig. VI.5 présente de manière schématique les différentes modalités de la fossilisation d'une coquille.

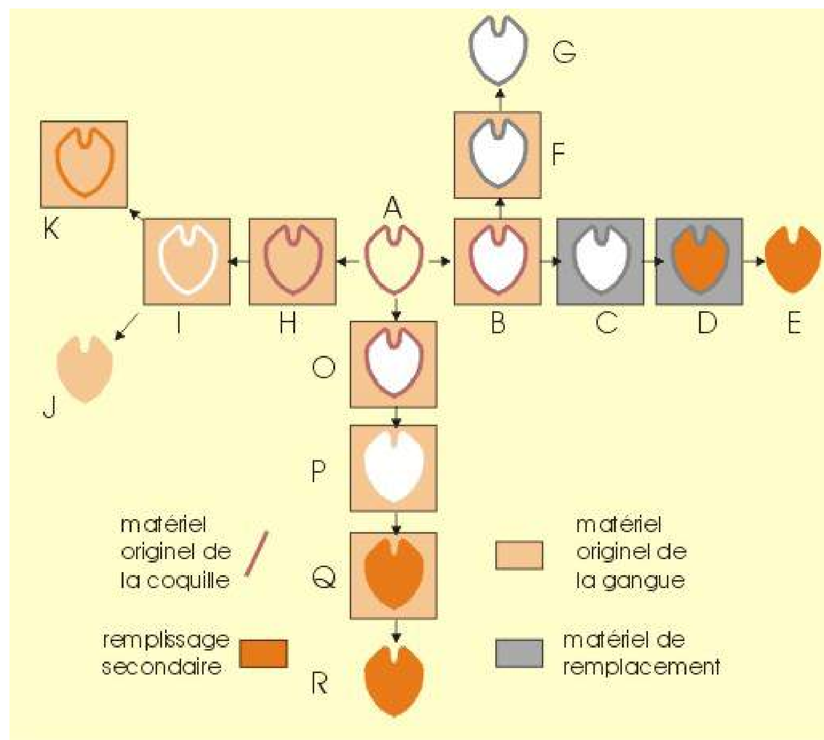
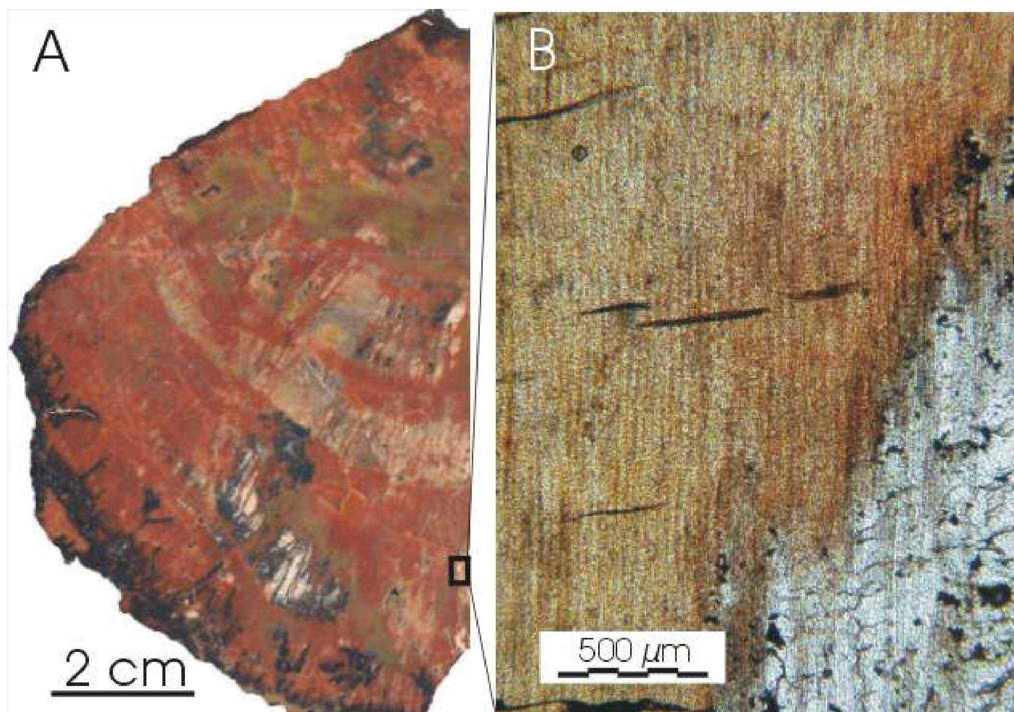


Figure VI.5: modalités de la fossilisation. A: coquille originelle; B: coquille enfouie mais sans remplissage ultérieur; C: coquille et gangue remplacées secondairement; D: cavité originelle remplie secondairement de matériel; E: seul le remplissage (moule interne de la coquille) est conservé; F: seul le matériel de la coquille originel est remplacé; G: la coquille en matériel remplacé est dégagée ultérieurement; H: coquille remplie et enfouie; I: dissolution de la coquille originelle; J: le moule interne a été dégagé de la gangue; K: la cavité correspondant à la coquille est remplie par des dépôts tardifs; O: coquille enfouie non remplie; P: coquille dissoute avec formation d'un moule externe; Q: remplissage du moule externe; R: dégagement naturel du moule externe.



Exemple de fossilisation par remplacement de matière organique (bois) par de la silice: bois silicifié de la Petrified Forest (Arizona). Don G. Daoust. A: échantillon; B: lame mince, lumière naturelle.

4. LA DIAGENESE

La *diagenèse* se rapporte à l'ensemble des modifications physico-biochimiques que subit un sédiment, après dépôt, dans les conditions de pression et température "faibles" qui règnent en environnement de sub-surface. La diagenèse n'englobe pas les modifications du sédiment liées uniquement aux facteurs biologiques (bioturbation) et s'arrête là où commence le métamorphisme. Pour dissiper l'impression d'incertitude qui se dégage de cette frontière qualitative, disons qu'en pratique, la diagenèse traite de problèmes de dégradation et d'évolution de la matière organique et de phénomènes de cimentation, dissolution, recristallisation et remplacement affectant les phases carbonatée, siliceuse ou sulfatée.

4.1. Evolution de la matière organique

La dégradation des constituants les plus fragiles de la matière organique déposée dans le sédiment (la matière organique dérivée du plancton est d'ailleurs plus fragile que celle dérivée des plantes terrestres) s'effectue sur des durées variant du jour à l'année, les constituants plus résistants persistent à des profondeurs plus importantes pendant des centaines ou des milliers d'années et enfin, les constituants les plus résistants, précurseurs des hydrocarbures, évoluent sur des échelles de temps de l'ordre du million d'années. En général, moins de 1% de la matière organique déposée est conservée dans le cycle géologique!

L'évolution de la matière organique débute dès les premiers centimètres d'enfouissement (Fig. VI.6). Une série de zones biogéochimiques impliquant des communautés microbiennes différentes a été observée dans la plupart des sédiments. L'extension en profondeur de ces zones est cependant très variable et dépend principalement de l'apport de matière organique, de la perméabilité des sédiments et de l'oxygénation des eaux de fond: dans les sédiments les plus riches en matière organique, les zones biogéochimiques peuvent se succéder sur quelques centimètres (environnement estuarien par exemple), alors qu'en d'autres endroits plus pauvres (océan), elles couvrent chacune plusieurs mètres. D'une manière générale, la succession des différentes zones traduit *l'utilisation d'oxydants de moins en moins puissants* (l'énergie des réactions est décroissante): respectivement O_2, NO_3^-, Mn et Fe, SO_4^{2-}, et CO_2. Le résultat de ces réactions redox est une transformation d'une grande partie de la matière organique originelle en composés plus simples.

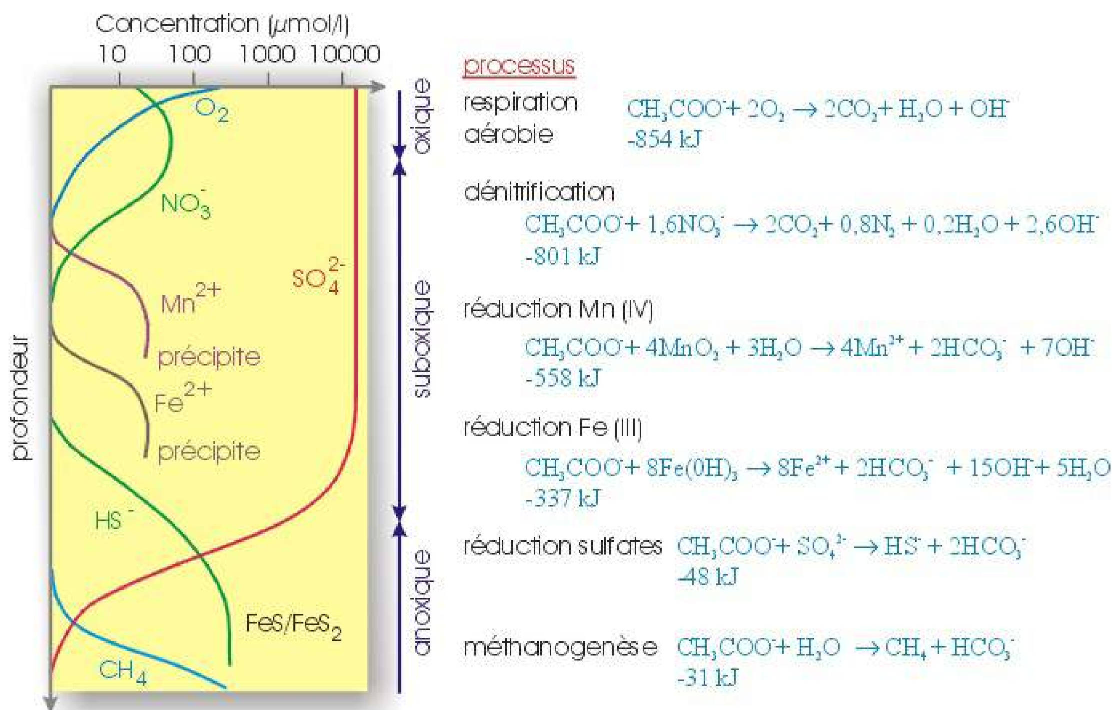


Figure VI.6: réactions impliquées dans la dégradation de la matière organique dans un sédiment marin. D'après Konhauser (2007), modifié.

- Le premier processus est la *respiration aérobie*: c'est cette réaction qui fournit le plus d'énergie et définit la *zone oxique*. On considère que près de 90% de la matière organique sédimentée est dégradée de cette manière en milieu océanique, alors qu'en environnement littoral, plus riche, cette proportion tombe à 50%.

- L'intervention des processus de *dénitrification* (capables comme la respiration aérobie de dégrader la matière organique complètement, c-à-d jusqu'au CO_2) définit la *zone suboxique*. La proportion de matière organique consommée chute à 3% de ce qui a été dégradé par la respiration aérobie, sauf dans les zones estuariennes, beaucoup plus riches en nitrates.

- Les oxy-hydroxydes de fer et de manganèse font partie de la fraction détritique du sédiment qui en général, est non réactive. Dans le cas particulier de ces deux métaux, le caractère réducteur du sédiment induit leur passage en solution et leur intervention dans les processus de dégradation de la matière organique. La réduction de Mn^{4+} est le premier processus observé. Il consomme en général moins de 10% de la matière organique du sédiment. Le Mn^{2+} produit peut former des carbonates de manganèse comme la rhodocrosite (le sulfure, MnS, est trop soluble pour être précipité), voire diffuse jusqu'à l'interface eau/sédiment et contribue à la formation des "nodules de manganèse" océaniques.

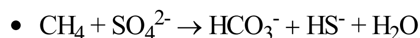
- Sous la zone de réduction du manganèse et alors que tout le nitrate a été consommé, débute la réduction du Fe^{3+}. En général, le Fe^{2+} produit réagit rapidement avec HS^- issu de la réduction des sulfates (voir Fig. VI.6) pour former de la mackinawite, précurseur de la pyrite:

- $Fe^{2+} + HS^- \rightarrow FeS + H^+$

L'abondance de la matière organique semble être dans ces conditions, un des contrôles majeurs sur la formation de pyrite dans les sédiments marins. Si le fer est très abondant (où les sulfates rares, comme dans les sédiments continentaux), du Fe^{2+} excédentaire peut diffuser vers le haut dans le sédiment et être oxydé par MnO_2 ou NO_3^-, donnant naissance à des enduits d'hydroxydes de fer sur des fossiles, par exemple. Dans certains cas, de la magnétite peut être produite, tout comme de la sidérite ($FeCO_3$) dont le HCO_3^- peut provenir de la réduction des sulfates.

- Plus bas dans le sédiment, débute la *zone anoxique*, caractérisée par la réduction des sulfates. Ce processus intervient quand tous les autres oxydants ont été épuisés. Dans les sédiments riches en matière organique, on considère que cette réaction consomme environ 50% de la matière organique. Dans les sédiments océaniques, cette proportion tombe à moins de 10%. Les sulfates sont particulièrement abondants dans l'eau de mer (50x plus que les autres oxydants), mais l'intensité du processus dépend beaucoup de la réactivité de la matière organique: si une partie importante a déjà été dégradée par la respiration aérobie, le résidu est constitué de produits résistants qui seront difficilement décomposés par la sulfatoréduction. Un des produits libérés par la réduction des sulfates est le H_2S/HS^-, molécule extrêmement toxique. Heureusement pour les communautés microbiennes, ces molécules réagissent avec le Fe^{2+} pour former des sulfures insolubles.

- Enfin, l'étape ultime de la dégradation anaérobie de la matière organique est la *méthanogenèse*. Ce processus ne serait responsable que de 1% de la transformation de la matière organique et ne serait effectif que dans des zones côtières où l'accumulation est importante et dépasserait les possibilités de la sulfatoréduction. Le CH_4 produit peut s'accumuler dans les pores du sédiment, remonter à la surface sous la forme de bulles ou encore, diffuser dans la zone de sulfatoréduction et être oxydé selon la réaction suivante:



- $CH_4 + SO_4^{2-} \rightarrow HCO_3^- + HS^- + H_2O$

Il s'agirait d'une réaction capable de consommer une bonne partie des sulfates des sédiments, plus que la dégradation de la matière organique.

4.2. Cimentation-dissolution-recristallisation-remplacement

Les principaux processus diagénétiques affectant les phases minérales sont la cimentation, la dissolution, la recristallisation et le remplacement.

- La ***cimentation*** correspond à la précipitation de matière sur un substrat et à l'accroissement progressif des cristaux ainsi formés. La cimentation a pour conséquence la disparition progressive de la porosité.



Cimentation: précipitation centripète de ciment carbonaté fibreux dans une cavité d'un calcaire.



Cimentation partielle d'un sable avec formation de "miches" de grès (flèches). Falaise du Cap Gris Nez, France.

- La ***dissolution*** d'un substrat ou d'une phase diagénétique préexistante a évidemment comme conséquence une augmentation de la porosité. Ce phénomène joue à diverses échelles, depuis celle du système karstique jusqu'à la porosité intraparticulaire. Un processus de dissolution implique toujours le passage par une étape où existe un vide: ce vide peut être ensuite rempli par des sédiments internes ou cimenté. On distingue différents types de porosité

en fonction de leur dépendance/indépendance par rapport aux structures originelles du sédiment (Fig. VI.7). La ***pression-dissolution*** est un processus de dissolution suite à une augmentation de la pression aux points de contact entre les grains. C'est ce processus qui est responsable du développement de structures comme les *stylolithes* (dans les calcaires purs) et de *"joints de pression-dissolution"* dans les calcaires plus riches en insolubles (par concentration d'insolubles le long de la surface de dissolution préférentielle). Ce processus peut conduire à la naissance de *stylocumulats* et de *calcaires noduleux* (Fig. VI.8).

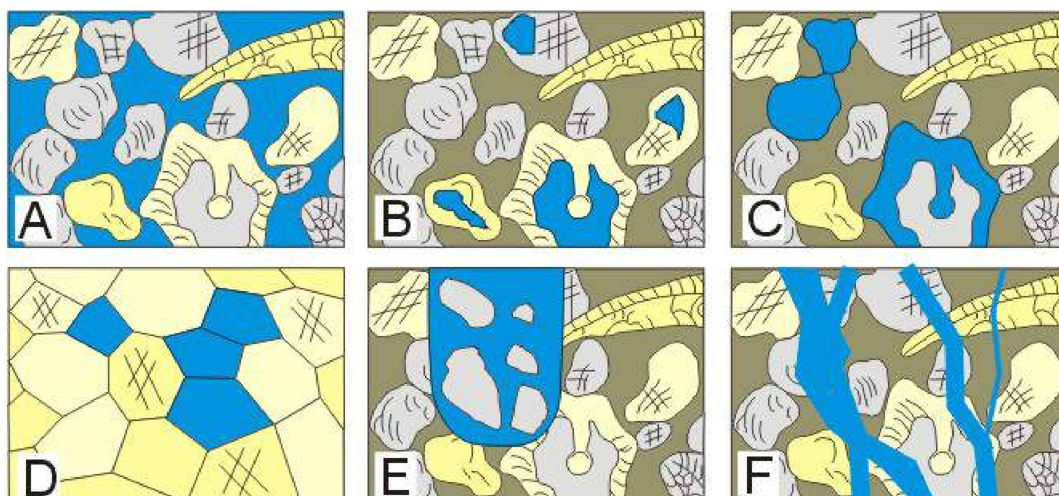


Figure VI.7: différents types de porosité (en bleu). A : porosité primaire intergranulaire. B : porosité intragranulaire. C : porosité de dissolution sélective de grains. D : porosité intercristalline. E : porosité due à des perforations. F : porosité de fracture.



Porosité due à la dissolution de fossiles (stromatopores) dans un calcaire de la Formation de Cairn (Dévonien Supérieur), Canmore, Alberta, Canada. Cette porosité est à la base de gisements pétroliers dans l'ouest canadien.

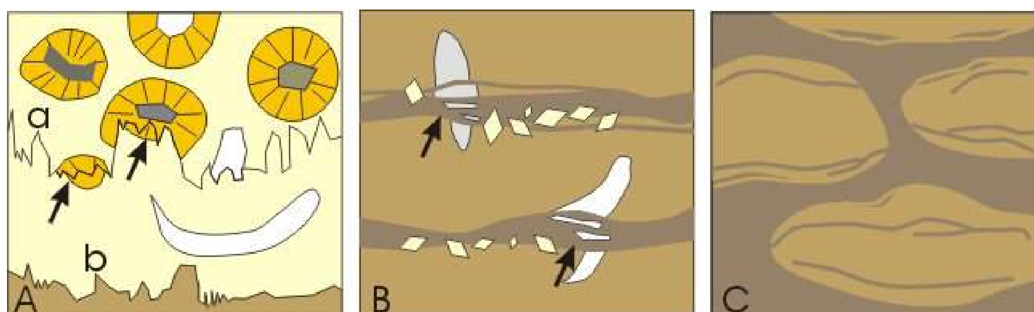
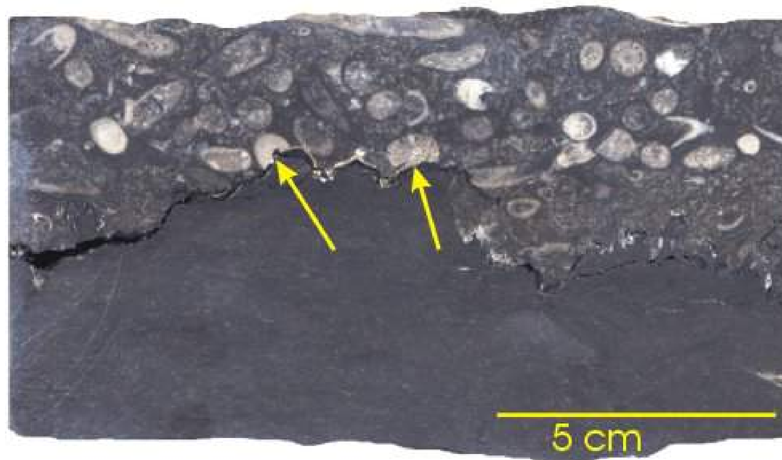
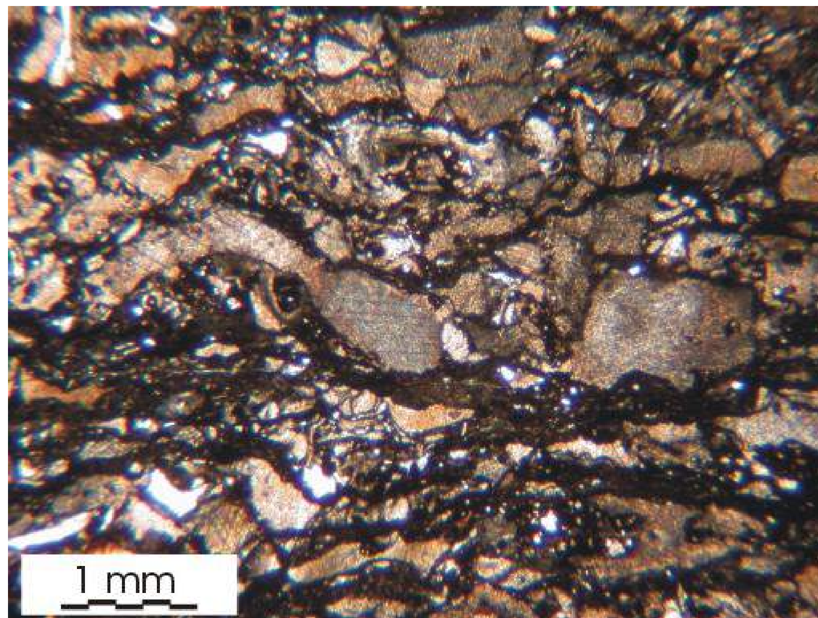


Figure VI.8: phénomènes de pression-dissolution; A: stylolithes dans un calcaire pur; dans le cas du stylolithe (a), l'ampleur de la dissolution peut être déduite du raccourcissement des sphérulites (flèches); le stylolithe (b) met en contact deux faciès différents; B: joints de pression-dissolution dans un calcaire argileux; ici également, le raccourcissement des fossiles permet de déduire l'ampleur de la dissolution (flèches); des cristaux de dolomite sont souvent associés aux joints de pression-dissolution; C: shale nodulaire formé par pression dissolution dans un sédiment argilo-carbonaté.

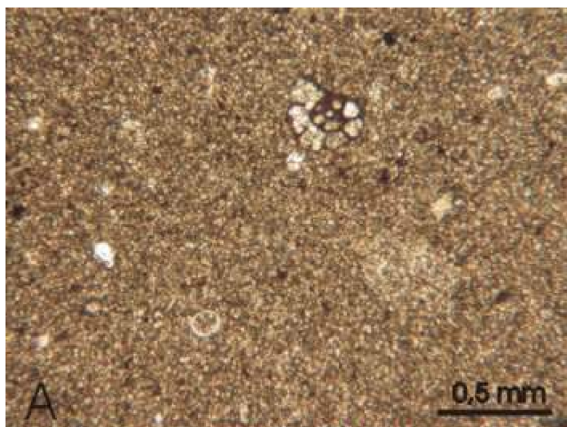


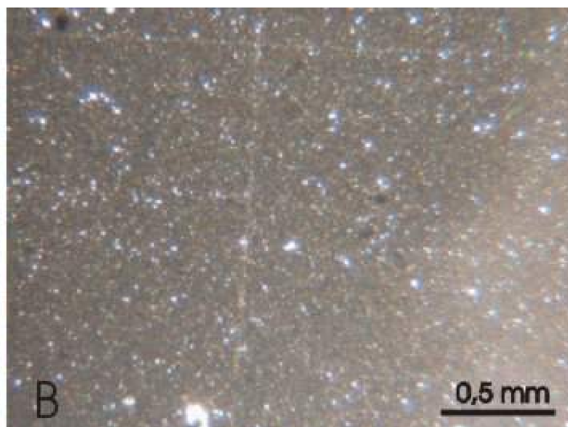
Stylolithe mettant en contact deux faciès différents (rudstone à coraux et crinoïdes en haut et mudstone en bas). Les flèches indiquent des coraux partiellement dissous au niveau du stylolithe.



Pression-dissolution dans un calcaire argileux à crinoïdes. L'argile est concentrée dans les joints de pression-dissolution. Lame mince, lumière naturelle.

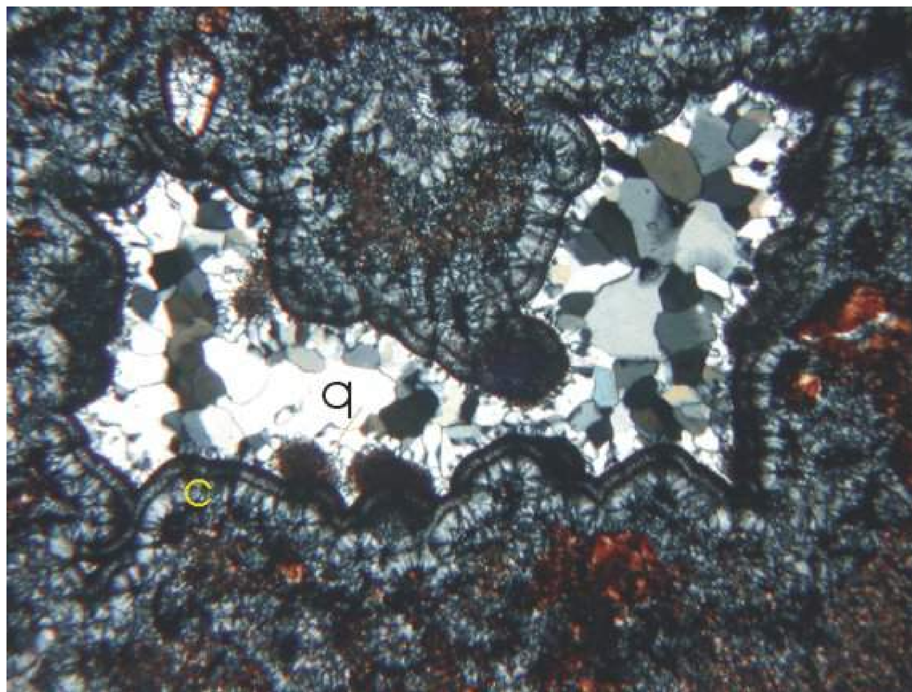
- La ***recristallisation*** implique un changement de cristallinité de la phase préexistante, sans modification chimique. Exemples: augmentation de la taille moyenne des cristaux par coalescence dans une masse déjà cristallisée; "inversion" de l'aragonite en calcite (l'aragonite étant 8% plus dense que la calcite, du $CaCO_3$ est dès lors disponible pour des processus de cimentation).





Recristallisation: augmentation de la taille des cristaux formant une boue calcaire. A: boue recristallisée ("microsparite"); B: boue à grain fin, non recristallisée ("micrite").

- Le ***remplacement*** implique quant à lui, non seulement un changement de cristallinité, mais également un changement chimique d'un substrat préexistant. La dolomitisation dite secondaire en est un exemple fréquent, comme la silicification. Notons que les minéraux constituant les fossiles peuvent être remplacés sans que leur morphologie soit affectée.



Remplacement: silicification d'un calcaire. Les cavités ultimes sont cimentées par de la calcédoine (c) et du quartz (q).

4.3. Diagenèse carbonatée

La diagenèse carbonatée est traitée en détail dans le cours de "diagenèse et dynamique des bassins sédimentaires".

4.4. Compaction et diagenèse d'une boue argileuse

Une boue argileuse est formée lors de son dépôt de 70 à 90% d'eau. Les parties minérales sont souvent des minéraux argileux (kaolinite, illite, smectite), de la chlorite, un peu de feldspath, de la calcite et du quartz. Son évolution comprend les étapes suivantes:

- transformation progressive de la vase argileuse en *argile plastique* par expulsion de l'eau interstitielle (compaction). La porosité du sédiment passe d'environ 70% à 35% à 500 m de profondeur. Des concrétions de $CaCO_3$ et des sulfures tels FeS_2 peuvent apparaître;

- transformation de l'argile plastique en *argile compacte*: la pression lithostatique et la température augmentent avec la profondeur. Vers 2000 m, l'argilite n'a plus qu'une porosité de 13% (argile compacte). Sur le plan minéralogique, il y a disparition progressive de la kaolinite au profit de l'illite et de la smectite au profit de la chlorite et de l'illite.

4.5. Diagenèse d'un sable

La compaction étant beaucoup moins importante dans un sable que dans une boue argileuse, son action seule est insuffisante pour transformer un sable en roche plus ou moins cohérente. La cimentation est donc le processus majeur de la lithification des sables.

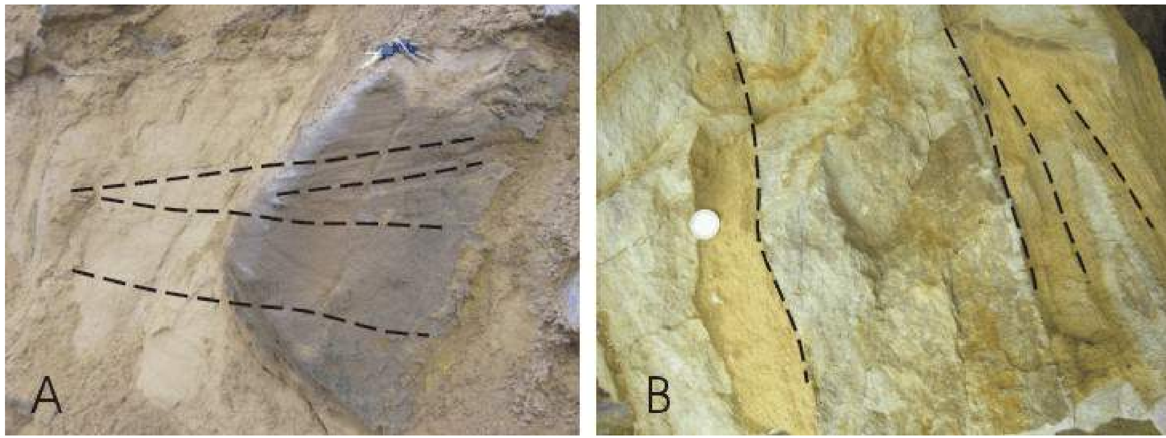
C'est souvent durant la phase initiale d'expulsion des fluides que les sables ont tendance à acquérir leur couleur finale. La présence de matière organique a comme conséquence d'appauvrir le milieu en oxygène et d'amener le fer à l'état de Fe^{++} (couleurs vertes). Les grès rouges, par contre, sont soit riches à l'origine en pigment hématitique détritique (éventuellement en "coating" sur les grains de quartz), soit doivent leur coloration durant la diagenèse à une réaction du type biotite $\rightarrow$ minéraux des argiles + oxyde de fer.

La silice est un ciment fréquent des grès, croissant en continuité optique sur les grains de quartz et donnant naissance aux quartzites si le processus arrive à terme. Suivant l'âge des grès, ce ciment peut être constitué d'opale (forme peu stable de la silice), de calcédoine ou de quartz (forme très stable) (voir cours de pétrographie).

Le problème des ciments siliceux réside surtout dans l'origine de la silice: les eaux marines sont sous-saturées en silice (voir cours de pétrographie) et ne fournissent que peu de matière à la cimentation. De plus, les processus de pression-dissolution ne peuvent être responsables que d'environ 1/3 du volume de ciment. Restent la silice issue de la dissolution des tests des organismes (radiolaires, diatomées, éponges) et la silice provenant de la transformation diagénétique des minéraux argileux. Ce sont deux sources majeures de silice, mais rarement associées géographiquement à des corps sableux importants (argiles, radiolaires, éponges sont plutôt associés à des faciès profonds). Il faut donc imaginer une circulation diagénétique intense pour expliquer l'existence des ciments siliceux.

Les carbonates sont également un ciment majeur des grès. Ils nécessitent quand même des flux importants d'eau diagénétique, puisque le calcul (à partir des concentrations en $CaCO_3$ dans l'eau de mer) montre que pour cimenter un pore, il faut faire circuler 2700 fois son volume en eau.

Un autre ciment important des grès est l'oxyde de fer. Le fer provient de l'altération des biotites, amphiboles, chlorites, etc. Comme la dissolution de ces minéraux se fait souvent dans des conditions réductrices, le fer est transporté à l'état Fe^{2+}, soluble. Il précipite à l'état d'oxyde et devient insoluble dès que le milieu devient suffisamment oxygéné. Une fois à l'état d'oxyde, le fer est très peu affecté par la diagenèse (voir cours de pétrographie).



Deux cas de cimentation dans les sables et grès calcaires de la Formation de Luxembourg à Sampont. A: la cimentation est indépendante de la stratification (les stratifications entrecroisées, soulignées en tiretés passent en continu du sable au grès); B: la cimentation est parallèle à la stratification et donne naissance à des bancs de grès alternant avec des sables.

Environnements et processus sédimentaires

1. L'OCEAN

1.1. Physiographie

L'océan occupe 72% de la surface de la Terre, soit à peu près 360 10^6 km^2 pour un volume de l'ordre de 1320 10^6 km^3. L'altitude moyenne des continents est de +840 m, tandis que la profondeur moyenne des océans est de -3800 m. La topographie des océans montre l'existence de grands ensembles morpho-structuraux: la plate-forme continentale et son talus, constituant la marge continentale, le bassin océanique, les dorsales et les monts sous-marins (Fig. VII.1).

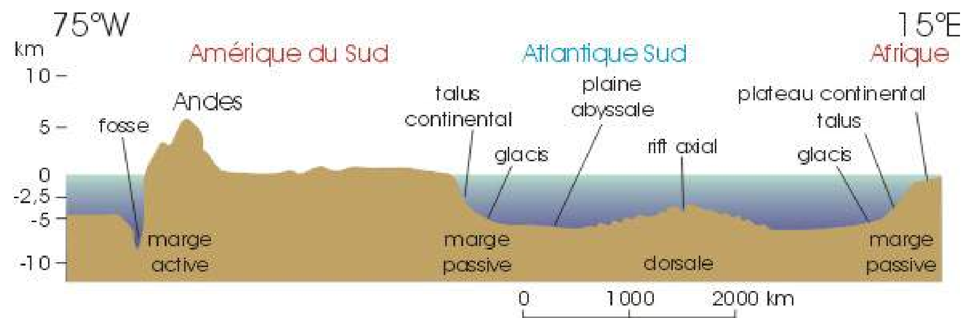


Fig. VII.1: physiographie des océans le long d'un transect schématique E-W.

Ces ensembles morpho-structuraux sont le reflet de la structure tectonique de la croûte terrestre, dont différents éléments sont schématisés à la Fig. VII.2.

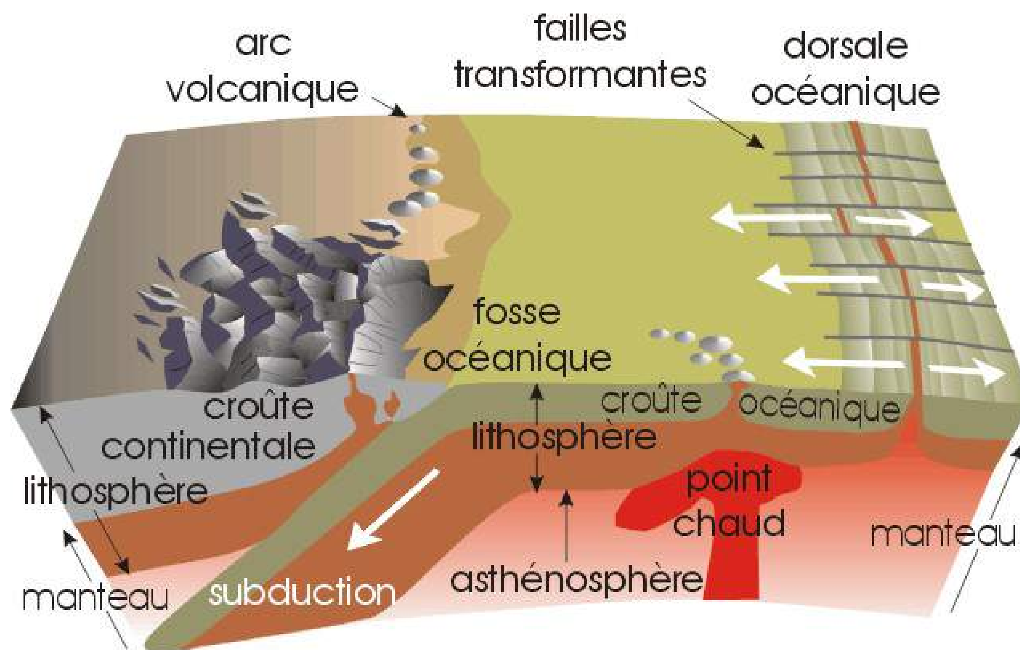


Fig. VII.2: la tectonique des plaques et ses éléments essentiels.

1.1.1. Marges

On distingue les *marges passives*, résultant de l'ouverture d'un océan et les *marges actives* où se produit la subduction.

Les marges passives comprennent le plateau continental qui descend en pente très douce (0,2°) jusqu'à des profondeurs de l'ordre de 200 m et après une nette rupture de pente, le talus continental qui descend jusqu'à près de 4000 m avec une pente de l'ordre de 4 à 5°. Ce talus est entaillé par des canyons sous-marins, prolongement des fleuves actuels. Au pied du talus, la pente s'adoucit: c'est le glacis qui descend avec une pente douce jusqu'à 5000 m. Les canyons s'y terminent par des deltas profonds (deep sea fans) qui résultent de l'accumulation de sédiments apportés par des écoulements gravitaires.

Les marges actives sont caractérisées par une activité sismique liée à la subduction (Fig. VII.2). Généralement, le plateau continental et le glacis sont absents et le talus continental s'étend du littoral jusqu'à des profondeur atteignant 10.000 m (fosse océanique).

1.1.2. Bassin océanique

On parle aussi de *plaines abyssales.* Leur profondeur moyenne est de l'ordre de 5000 m et leur morphologie est en général peu accidentée, hormis la présence des *dorsales océaniques*, des *monts sous-marins* et des *plateaux*. Les plateaux et monts sous-marins sont des reliefs volcaniques mis en place par des points chauds; certains de ces monts montrent un sommet tronqué et sont appelés *guyot*. Les dorsales ou rides sont des reliefs très importants, dont la longueur cumulée atteint 70.000 km et la largeur près de 3000 km; leur sommet culmine vers -2500 m. Leur rôle dans l'expansion des fonds océaniques est évoqué dans le chapitre "Tectonique des plaques" (historique); elles sont souvent caractérisées au niveau de leur axe par un rift large de 10 à 50 km et profond de 2 km. Les dorsales sont régulièrement interrompues par des zones de fracture, parfois très profondes, correspondant aux failles transformantes (Fig. VII.2).

1.2. Les mouvements dans l'océan

On distingue les mouvements de type périodique (vagues, marées) des mouvements non périodiques (courants).

1.2.1. Houle et vagues

La *houle* est une oscillation régulière de la surface de la mer, produite au large par l'action du vent. Elle se déplace sur de très longues distances (plusieurs milliers de km) jusqu'à atteindre des zones où les conditions atmosphériques sont différentes de celles qui l'ont générée; la longueur d'onde de la houle reflète la distance parcourue. Les *vagues* sont des oscillations formées sur place par un vent local. Les tsunamis sont des oscillations générées par des tremblements de terre ou des glissements de terrain. Leur longueur d'onde peut atteindre 150 km.

Le mouvement de l'eau soumis à la houle ou à des vagues est purement circulaire au large, mais il s'accompagne d'une translation lorsque la vague commence à déferler (Fig. VII.3).

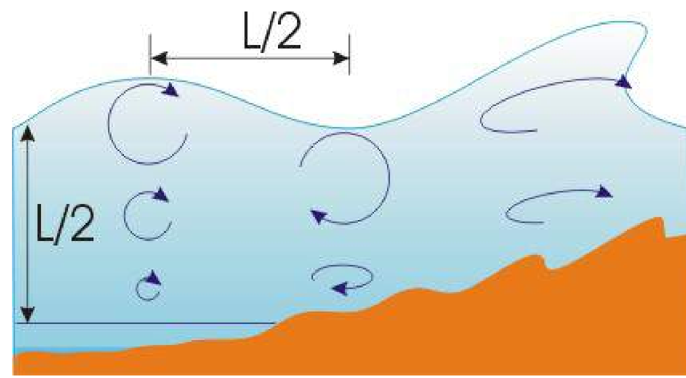


Figure VII. 3: trajectoires des particules sédimentaires dans une vague en fonction de la profondeur. En eaux profondes, le mouvement est quasi-circulaire et le diamètre de l'orbite correspond à la hauteur de la vague; ce diamètre diminue de façon exponentielle avec la profondeur et devient négligeable à une profondeur égale à la moitié de la longueur d'onde de la vague (L/2). Dans les eaux peu profondes (profondeur <L/2), les orbites des particules s'applatissent avec la profondeur. Enfin, lorsque la vague déferle, le mouvement devient une translation vers le rivage.

L'agitation due aux vagues diminue rapidement avec la profondeur et on distingue généralement une "zone d'action des vagues de beau temps" ("fair-weather wave zone"), entre 5 et 25 mètres de profondeur et une "zone d'action des vagues de tempête" ("storm wave zone"), atteignant 50 à 100 m.

1.2.2. Les marées (voir aussi: http://www.ifremer.fr/lpo/cours/maree/forces.html)

Ce sont également des mouvements oscillatoires, de très grande longueur d'onde, qui résultent de l'attraction lunaire et solaire (cette dernière étant 2,25 fois plus faible que celle de la lune). L'eau des océans forme deux bourrelets, l'un situé sur la face de la Terre tournée vers la lune et l'autre à l'opposé (Fig. VII.4A). La rotation de la Terre provoque le déplacement continuel des bourrelets et le cycle des marées est donc en principe semi-diurne (deux marées par jour, comme dans la Mer du Nord). Il peut aussi être diurne (une marée haute et une marée basse par jour: Océan Antarctique) ou encore mixte (succession irrégulière des marées). Ceci s'explique par le fait que l'orbite de la lune n'étant généralement pas dans le plan équatorial de la Terre, les deux bourrelets de marée ne sont pas symétriques (Fig. VII.4B). En particulier, vers les hautes latitudes, la petite pleine mer tend à s'annuler.

Notons encore qu'un décalage progressif des marées, de 52 minutes par jour, est observé car la lune bouge également et effectue une révolution complète autour de la Terre en 29 jours.

L'amplitude des marées dépend de la position relative de la lune et du soleil: on distingue les *marées de vives eaux* lorsque la lune et le soleil sont en conjonction ou en opposition (pleine lune et nouvelle lune) et les *marées de mortes eaux* lorsqu'ils sont en quadrature (demi-lune) (Fig. VII.4A). Ceci génère un cycle semi-mensuel qui s'ajoute au cycle semi-diurne des marées (Fig. VII.5). De plus, l'amplitude maximale des marées de vives eaux est atteinte aux équinoxes *(grandes marées)*, lorsque la déclinaison par rapport au soleil est nulle. Ce phénomène produit un troisième rythme, de type semi-annuel. Comme nous l'avons vu, tous ces rythmes peuvent être enregistrés par les sédiments littoraux...

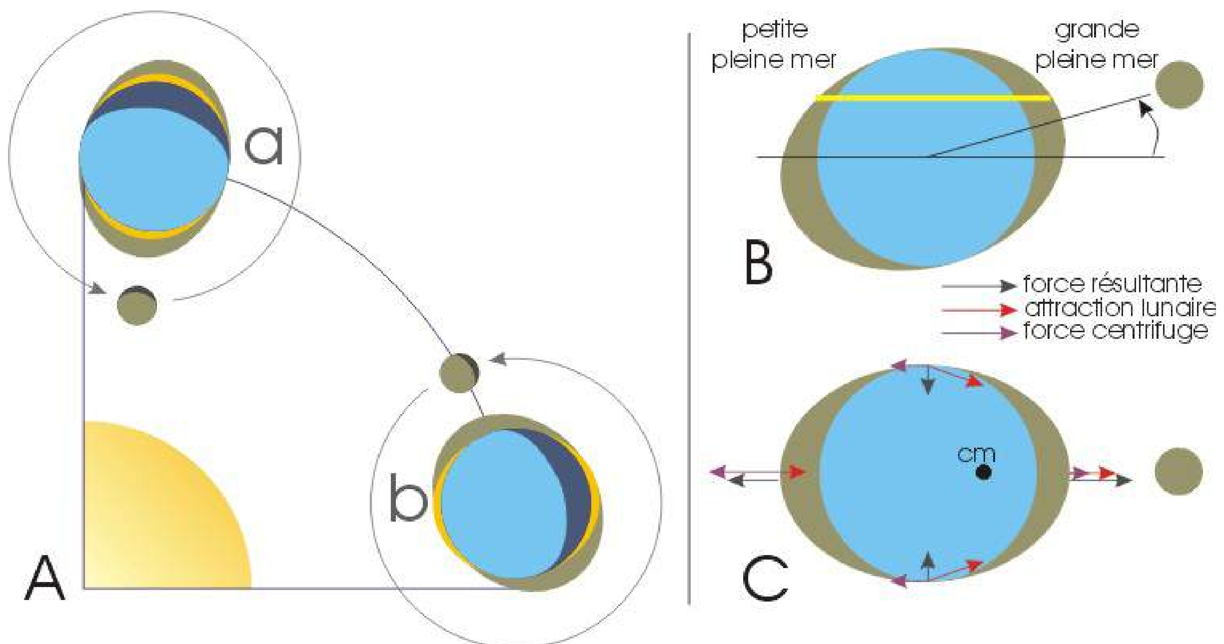


Figure VII.4: A: mécanisme des marées; a: le bourrelet de marée est formé par l'attraction conjointe de la lune (en gris) et du soleil (en jaune): il s'agit de marées de vives eaux; b: la force d'attraction du soleil atténue celle de la lune: ce sont des marées de mortes eaux; B: origine des alternances de petites marées hautes et de grandes marées hautes lorsque l'orbite de la lune fait un angle avec l'équateur terrestre. Ce mécanisme est également à l'origine des marées diurnes; C: formation des bourrelets de marée; la force centrifuge prise en compte s'exerce par rapport au centre de masse "cm" du système terre-lune.

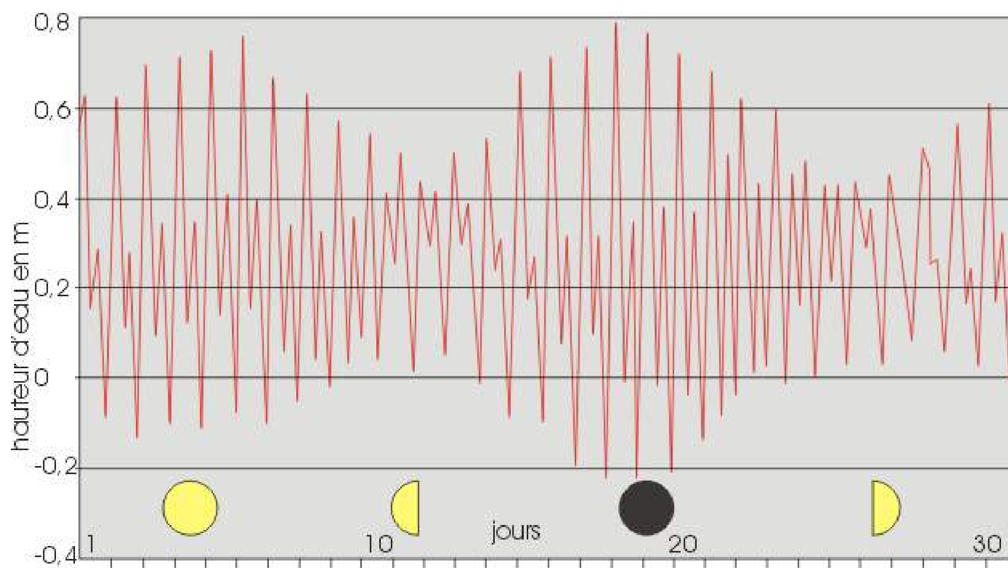


Figure VII.5: Marégramme enregistré à Hilo Bay, Hawaii, à partir du 1 février 2000. On observe très nettement la superposition du cycle semi-diurne et du cycle semi-mensuel, les marées les plus grandes correspondant à la pleine lune et à la nouvelle lune. Noter l'alternance des petites pleines mers et des grandes pleines mers, de même pour les basses mers.

La différence de niveau de la mer entre la haute et la basse mer s'appelle le *marnage*. Le marnage est également influencé par des paramètres locaux (géométrie des côtes et du bassin océanique) et varie de quelques cm à 18,5 m dans la baie de Fundy au Canada (14 m dans la baie du Mont St-Michel). Lorsque le marnage est inférieur à 2 m, le régime est dit *microtidal*; entre 2 et 4 m, il s'agit d'un régime *mésotidal* et lorsqu'il est supérieur à 4 m, il est *macrotidal*. D'une manière générale, le marnage est faible dans les océans et s'amplifie vers la côte où la profondeur diminue: l'onde tidale prend de la hauteur quand elle se rapproche des côtes, surtout dans les golfes et estuaires (Fig. VII.6).

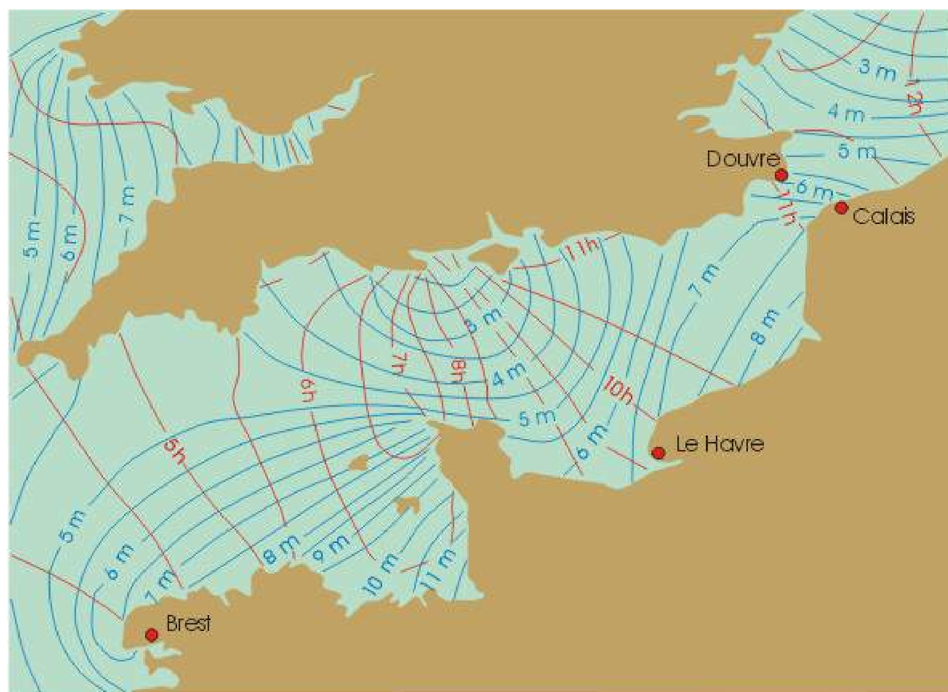


Figure VII.6: évolution latérale du marnage (en bleu) et décalage temporel de la marée (en rouge) entre l'Atlantique et la Manche. Noter l'augmentation importante du marnage dans les baies.

La montée (*flux*) et la baisse (*reflux*) de la mer déterminent des courants appelés respectivement *flot* et *jusant*, capables d'éroder ou d'accumuler des sédiments. La vitesse de ces courants est fonction du marnage et de la surface de la zone inondée. Ceci implique que les courants les plus rapides correspondent aux marées de vives eaux et/ou aux vastes zones tidales à faible déclivité. En théorie, la durée et la vitesse des courants de jusant et de flot sont identiques et le transport sédimentaire devrait être nul. En fait, l'interaction des courants avec la topographie provoque des différences dans la distribution des vitesses, de sorte que des sédiments peuvent être transportés dans la direction des courants dominants.



Le vaste estran de la Baie de Somme, où le marnage atteint 9 m et génère des courants tidaux de l'ordre de 2m/s, compte tenu de la faible déclivité. Lors des marées de vives eaux, la mer doit parcourir pas loin de 20 km entre la marée basse et la marée haute.

1.2.3. Zonation bathymétrique de la plate-forme continentale

Vagues et marées déterminent largement les apports et transferts de sédiments dans les zones les moins profondes de la plate-forme continentale et contrôlent ainsi sa morphologie. Les sédimentologues utilisent donc une zonation basée sur les limites d'influence des différents processus. En complétant ce schéma avec les types de sédiments observés, on obtient un modèle ou profil de dépôt, orienté perpendiculairement à la côte et partant de la limite des hautes mers de vives eaux pour aboutir sous la ZAVT (Fig.VII.7). On distingue ainsi *l'arrière-plage* ou encore la *zone supratidale*, au-dessus du niveau moyen de la marée haute, *l'estran* ou *zone intertidale*, correspondant à la zone de balancement des marées, *l'avant-plage* ou *zone infratidale*, en-dessous du niveau des basses mers. La frontière entre l'avant-plage et le *large* est définie par la limite d'action des vagues de beau temps.

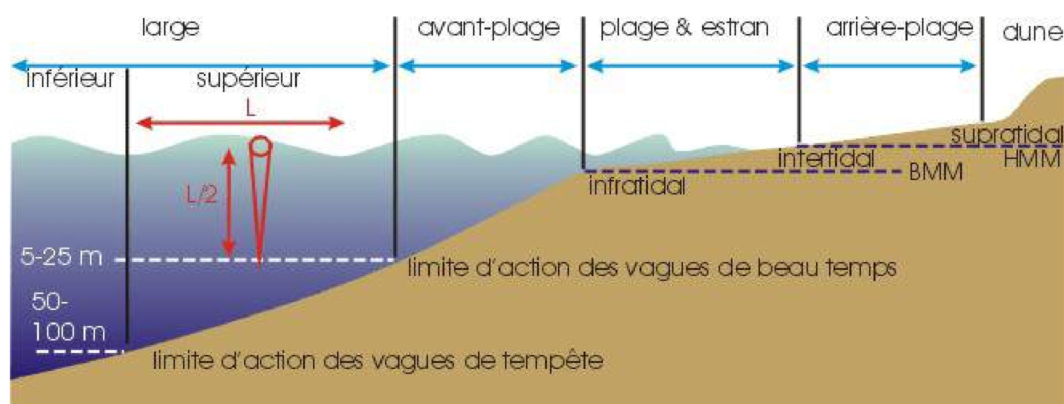


Figure VII.7: zonation bathymétrique de la plate-forme continentale.

1.2.4. Les courants marins

Dans l'océan, les courants peuvent être la conséquence de plusieurs mécanismes: *l'action des vents* et *des marées* et les *différences de densité* (dues à des différences de température et/ou de salinité). Nous allons envisager successivement ces différents courants.

Les *courants liés aux marées* ont, comme nous l'avons vu, un caractère périodique. Leur sens s'inverse régulièrement. Ils sont particulièrement sensibles lorsque la profondeur et la déclivité du fond marin sont faibles et le marnage important.

La compréhension des caractères des *courants superficiels générés par les vents* nécessite un bref retour aux modèles de circulation atmosphérique (Fig. VII.8).

Les vents sont générés par des déséquilibres thermiques régionaux, entre la zone équatoriale chaude et les zones polaires froides. Un système convectif de redistribution de la chaleur en résulte. Sans la rotation de la Terre, la circulation atmosphérique serait une cellule de convection simple avec des vents soufflant des pôles vers l'équateur, suite à la montée des masses d'air chaudes et légères au niveau de l'équateur et la descente de l'air refroidi au niveau des pôles. Les forces de Coriolis, générées par la rotation de la Terre (différences de vitesses linéaires selon le parallèle), compliquent le modèle de circulation en fragmentant les cellules de convection et en leur donnant une composante latérale. Cette composante est d'autant plus importante que l'on se rapproche des pôles (la force de Coriolis est nulle à l'équateur et maximale aux pôles), créant des cellules cycloniques et anticycloniques dès les latitudes moyennes.

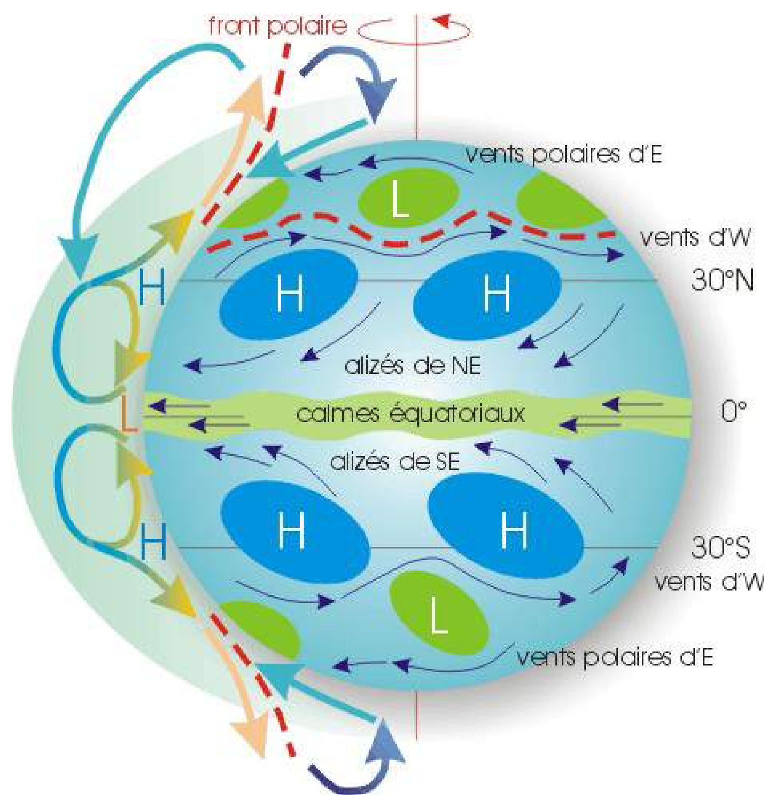


Figure VII.8: Modèle de circulation atmosphérique. Dans la région équatoriale, l'air chaud s'élève, générant une zone de basse pression permanente. Cet air se refroidit en altitude et retombe de part et d'autre de l'équateur au niveau des zones tropicales, créant ainsi une zone de hautes pressions ou anticyclones (H). Au niveau du sol, la montée de l'air chaud provoque une aspiration qui donne naissance à des vents réguliers, les alizés, déviés vers l'W par la force de Coriolis. Aux pôles, c'est le refroidissement des masses d'air en altitude qui génère la convection. Aux latitudes moyennes, existe une cellule de convection intermédiaire complexe, génératrice de basses pressions ou cyclones (L), séparée de la cellule polaire par une zone de fort gradient thermique: le front polaire. Ce modèle est à comparer avec la carte des courants océaniques de surface (Fig. VII.10).

Les courants marins superficiels générés par les vents sont également déviés. En effet, si l'on assimile l'océan à une succession infinie de couches d'eau , la plus superficielle est soumise à son sommet à la friction avec le vent et à sa base à la friction avec le niveau sous-jacent. La contrainte créée par le vent se transmet donc de proche en proche et la vitesse du courant décroît exponentiellement dans chaque niveau. L'équilibre entre la force de Coriolis et le vent aboutit à un courant faisant un angle de 45° avec la direction du vent (vers la droite dans l'hémisphère nord, vers la gauche dans l'hémisphère sud). Cet angle augmente avec la profondeur et les vecteurs courant se disposent suivant une spirale dite *spirale d'Ekman* (Fig. VII.9)

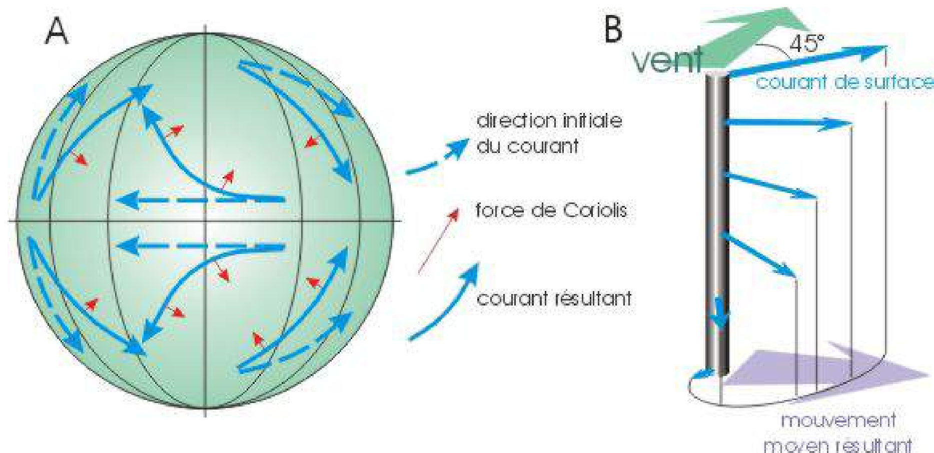


Figure VII.9: A: déviation des courants superficiels par la force de Coriolis; B: spirale d'Ekman.

Si l'on compare le modèle de circulation atmosphérique (Fig. VII.8) et la carte des courants océaniques superficiels (Fig. VII.10), on constate que l'existence des alizés et des vents d'ouest induit notamment dans l'océan une cellule de circulation E=>W (branche équatoriale) et W=>E (branche subpolaire, correspondant dans l'Atlantique nord au Gulf Stream). Les branches subpolaires et équatoriales de ces courants se relient par des courants méridiens N-S, grossièrement parallèles aux bordures continentales, responsables d'importants transferts de chaleur dans l'océan. Les volumes d'eau impliqués dans ces courants sont importants: le Gulf Stream possède une vitesse moyenne de 1,5 m/s et un débit de 55.10^6 m^3/s.

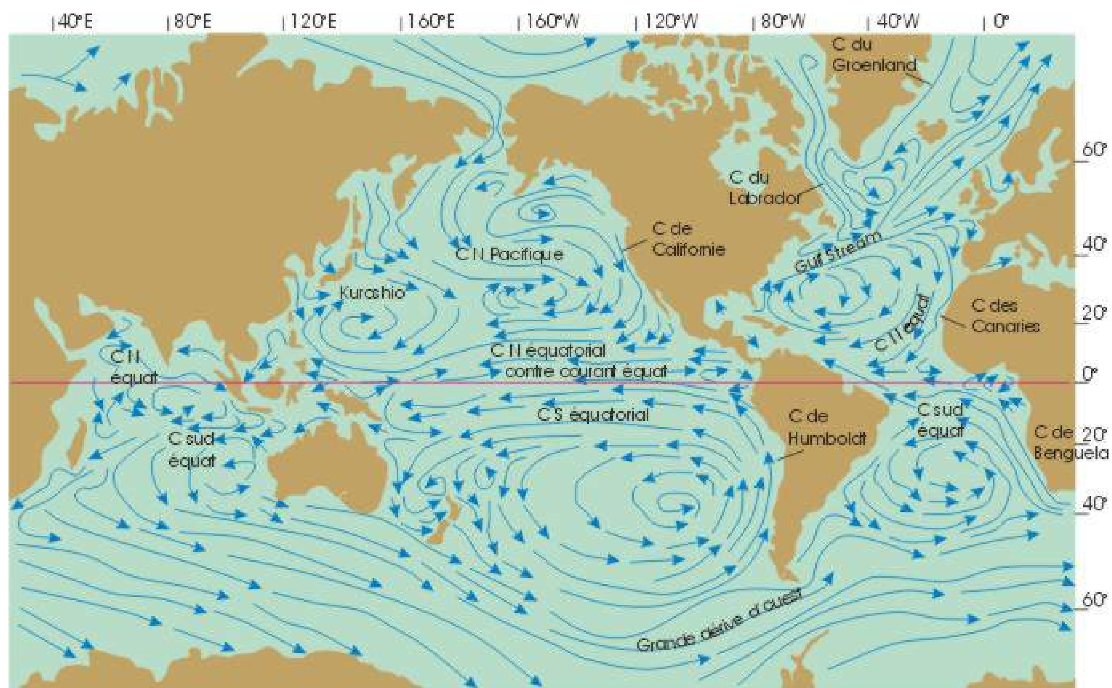


Figure VII.10: courants de surface dans l'océan.

A côté de cette circulation horizontale, il existe des courants verticaux, appelés *upwellings* dans le cas des courants ascendants et *downwellings* dans le cas des mouvements descendants. Les upwellings se manifestent dans des zones de divergence des courants de surface (ex : la divergence équatoriale où les masses d'eau sont poussées vers le NW ou vers le NE suivant l'hémisphère et qui sont compensées par des remontées d'eaux profondes) et dans des zones côtières où les eaux sont poussées au large par les vents dominants. Les downwellings se forment dans des zones de convergence des courants de surface. Il faut remarquer que les zones d'upwellings sont des zones de forte productivité, car les eaux de fond sont beaucoup plus riches en nutriments (phosphates, nitrates,…) que les eaux de surface (appauvries par la consommation biologique).

La *circulation océanique thermohaline* fait intervenir des différences de densité et est responsable de courants dont la vitesse est de l'ordre de 0,05 à 0,1 m/s. Le mécanisme principal de ces courants est la production d'eaux froides et salées au niveau des océans polaires, par formation de glace de mer (eau douce). Ces eaux plus denses plongent et se répandent ensuite largement au niveau des bassins océaniques. Il s'établit alors une convection, où le plongement des eaux est compensé par une migration vers les pôles des eaux de surface (Figs. VII.11 et 12). On considère qu'un cycle de convection complet dure près de 1000 ans.

Actuellement, les zones majeures de formation des eaux froides de fond sont l'océan antarctique (Mer de Weddell) et l'Atlantique nord au niveau des mers du Groenland et de Norvège. Le Pacifique Nord par contre ne dispose pas de convection profonde (salinité trop faible de la mer de Berring). Il faut noter que les eaux froides formées dans l'océan antarctique ("Antarctic Bottom Water") représentent 59% de l'océan mondial. Ces eaux remontent jusqu'à 50°N dans le Pacifique et 45°N dans l'Atlantique et comprennent toutes les eaux de température inférieure à 3°C dans les océans Pacifique et Indien et à 2°C dans l'Atlantique. Ces eaux froides et salées sont également bien aérées et contribuent à l'oxygénation des fonds océaniques. Des recherches récentes ont montré que durant les glaciations quaternaires, la situation était inversée et la production d'eaux froides de fond restreinte au Pacifique.

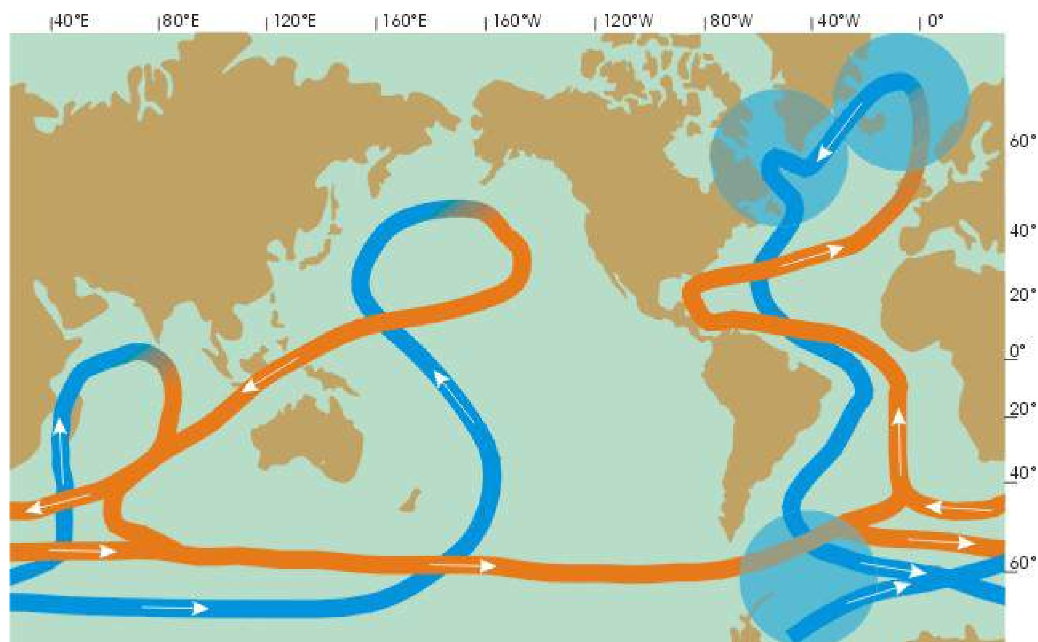


Figure VII.11: circulation océanique thermohaline. Les masses d'eaux froides profondes sont représentées en bleu tandis que les masses d'eaux

superficielles plus chaudes le sont en orange. Les cercles bleus représentent les zones de formation d'eau profonde et d'échange de chaleur avec l'atmosphère.

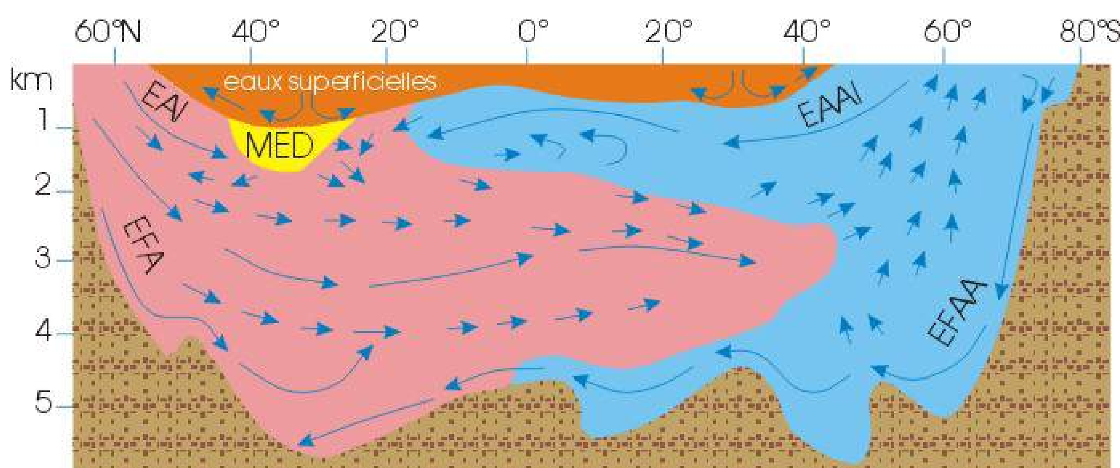


Figure VII.12: circulation thermohaline dans l'océan Atlantique le long d'un transect méridien. EAAI: eaux antarctiques intermédiaires; EFAA: eaux de fond antarctiques; EAI: eaux arctiques intermédiaires; EFA: eaux arctiques de fond; MED: eaux méditerranéennes. Les eaux superficielles ont une température supérieure à 10°C. La limite de ces eaux chaudes avec les eaux de fond et les eaux intermédiaires plus froides définit le thermocline. Noter aussi l'injection des eaux méditerranéennes sous les eaux atlantiques superficielles, due à leur importante salinité.

Le bloc-diagramme de la Figure VII.13 résume les différents types de courants observés en milieu océanique: courants superficiels et courant d'upwelling dûs au vent, courants de marée, courants de densité et de contour (=longeant les talus) dûs à des différences de densité. Les "ondes internes" sont des oscillations de la limite entre deux masses d'eaux et sont donc liées aussi à des différences de densité.

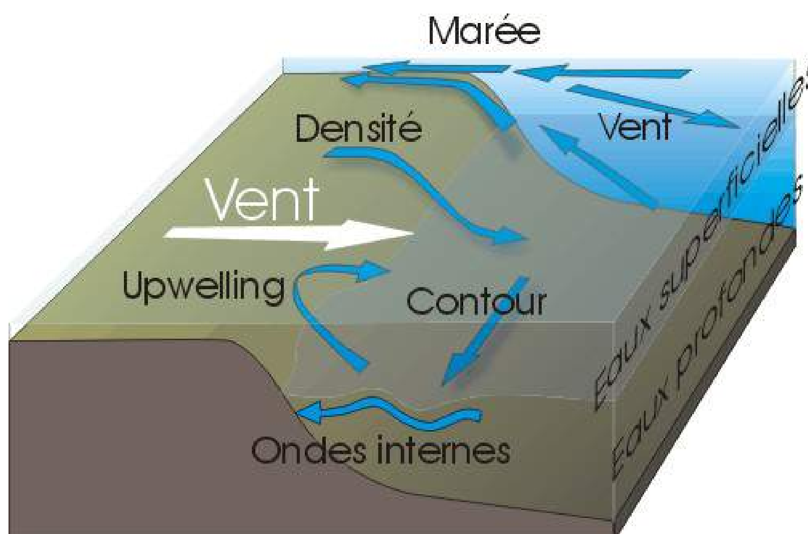


Figure VII.13: types de courants.

2. LES CLIMATS: UNE BREVE INTRODUCTION

Nous allons poursuivre notre revue des processus sédimentaires en relation avec les grands paysages du globe par le domaine continental. Sur les continents, un des facteurs principaux contrôlant ces processus est le climat. Le but de cette introduction est de localiser et de caractériser très brièvement les climats. Leur analyse détaillée dépasse largement le cadre de ce cours et est traitée dans la plupart des ouvrages de géomorphologie (ex: Strahler & Strahler, 1983).

Le climat est déterminé par la *latitude* (responsable de l'ensoleillement) et par *l'origine* et les *mouvements des masses d'air* (cf. Fig. VII.8) dont l'*humidité* éventuelle génère les précipitations. Une autre caractéristique importante d'un climat est son caractère *continental* ou *maritime*, fonction de la proximité de la zone considérée par rapport à l'océan. Un climat continental sera caractérisé par de grands écarts de température et une certaine sécheresse, tandis qu'un climat maritime sera plus humide et plus modéré, l'océan jouant le rôle de régulateur par son inertie thermique. Enfin, le *relief*, génère des climats locaux plus froids que le climat latitudinal.

On peut donc distinguer en fonction de ces facteurs les climats suivants (Fig. VII.14):

- ***climat montagnard***: un relief élevé est responsable d'un refroidissement et de précipitations. En effet, au fur et à mesure qu'il monte, l'air se détend en perdant de la chaleur (environ 1°C tous les 100 m). L'air froid pouvant contenir moins d'humidité que l'air chaud, l'ascension des masses d'air provoque des précipitations dites "orographiques". Le relief une fois traversé, l'air redescend et se réchauffe en donnant naissance à un vent chaud et sec, appelé "foehn";

- ***climat polaire***: les températures sont basses toute l'année et les précipitations (sous forme de neige) sont réduites (l'air froid ne peut contenir beaucoup d'humidité). L'accumulation n'a lieu que parce que le taux d'évaporation est également très faible. Ce climat correspond aux zones glaciaires;

- ***climat continental***: caractérisé par des écarts de température importants, avec des étés relativement chaud et des hivers froids. Les précipitations sont faibles suite à l'éloignement par rapport aux océans et à l'influence des reliefs (Montagnes Rocheuses, Andes, Oural) qui arrêtent et assèchent les vents d'ouest (Fig. VII.8). Ce climat concerne une grande partie de l'Amérique du Nord et de la Russie. Il n'est pas observé dans l'hémisphère sud par contre, les zones continentales y étant trop réduites. Ce climat correspond à des zones péri-glaciaires et tempérées sèches.

- ***climat océanique***: situées le long de la façade ouest des continents, ces zones tempérées humides sont caractérisées par d'abondantes précipitations et des écarts de température faibles. Dans le Nord, les précipitations se font sous forme neigeuse et peuvent donner naissance à des glaciers bien alimentés (Scandinavie);

- ***climat méditerranéen***: caractérisé par des étés chauds et relativement secs et des hivers plus humides. Le climat méditerranéen correspond en général à des zones semi-arides;

- ***climat arid***e: situées approximativement le long des tropiques, les zones arides sont caractérisées par des précipitations très faibles voire inexistantes, dues à la retombée de masses d'air asséchées (hautes pressions tropicales, cf. Fig. VII.8);

- ***climat subtropical*** et ***climat de mousson***: caractéristiques des bordures est des continents au niveau des tropiques; les températures sont relativement élevées et les précipitations sont abondantes toute l'année, avec un maximum en été. Ces pluies sont alimentées par des masses d'air humide provenant de l'océan (alizés d'Est);

- ***climat tropical***: il s'agit en général d'un climat à saisons contrastées, chaud et très humide en été et moins chaud et plus sec en hiver. Ces saisons résultent de l'influence alternée des hautes pressions tropicales (air sec) et des basses pressions équatoriales (air humide);

- ***climat équatorial***: chaud et très humide toute l'année. L'ensoleillement important favorise une forte convection et des pluies intenses lors de la montée des masses d'air (basses pressions équatoriales).

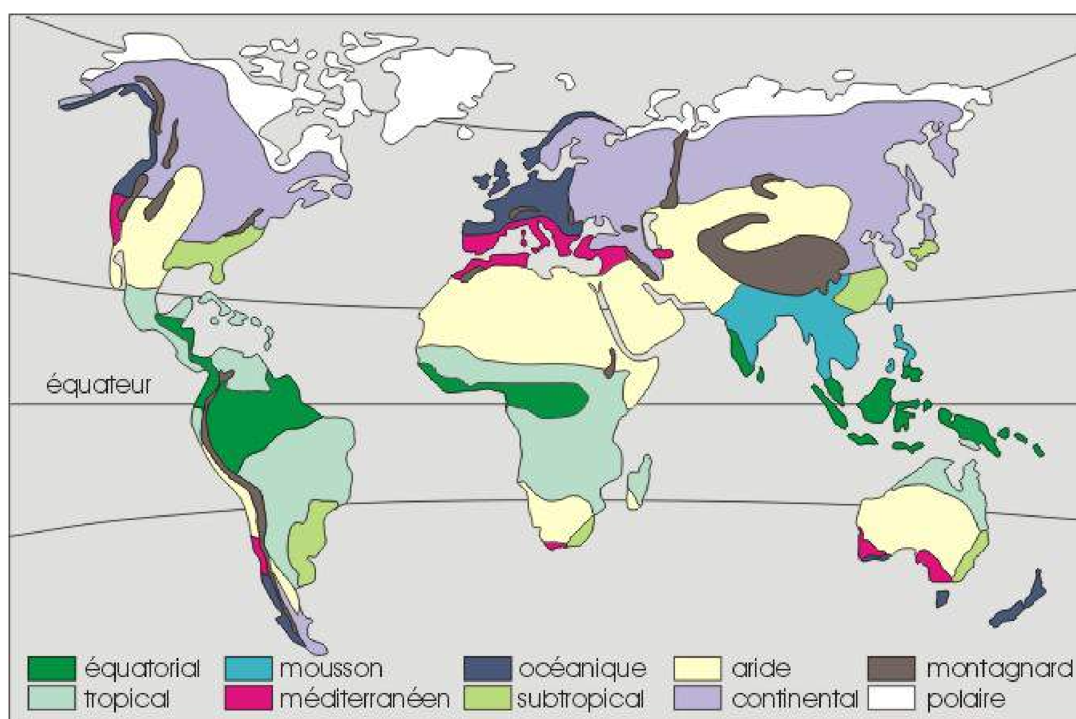


Figure VII.14: répartition des principaux climats.

3. ZONES GLACIAIRES ET PERI-GLACIAIRES

Les formes générées par ces types de climats sont d'un intérêt majeur, parce qu'elles permettent de mettre en évidence des périodes glaciaires anciennes et en particulier, dans nos régions, d'expliquer des morphologies qui ne sont pas en équilibre avec le climat actuel. De nos jours, les glaces occupent environ 15. 10^6 km^2 (soit 98,5% de l'eau douce du globe); au maximum de l'extension des glaciers quaternaires, la glace couvrait à peu près le quart des terres émergées, soit 40. 10^6 km^2.

3.1. Glaciers

La formation de glaciers nécessite un climat froid et humide. Les précipitations, sous forme de neige, doivent être suffisantes et la température doit être

sous 0°C pendant une partie importante de l'année. Les glaciers sont donc confinés de nos jours aux hautes latitudes et altitudes, où la quantité de neige qui s'accumule est supérieure à la quantité de glace qui fond ou qui se sublime.

La glace provient d'une transformation de la neige. La couche de neige, immédiatement après sa chute, contient beaucoup d'air et sa densité est faible (de l'ordre de 0,1 g/cm^3). Sous l'influence du tassement et de phénomènes de regel, elle devient du névé, de densité voisine de 0,6 et ensuite, de la glace (densité de l'ordre de 0,8 g/cm^3). La vitesse de transformation est fonction du climat. Dans l'Antarctique, il existe des couches de névé de 70 m au-dessus de la glace (malgré de faibles précipitations) alors que dans certaines montagnes équatoriales, la neige tombée la nuit fond partiellement le jour et regèle la nuit suivante; le passage de la neige à la glace est alors très rapide.

Si les glaciers ne peuvent prendre naissance qu'au-dessus de la limite inférieure des neiges permanentes (variable en fonction de la latitude et de l'orientation), leurs émissaires peuvent se maintenir bien au-dessous, en fonction de l'équilibre apport/fonte. La vitesse des glaciers au niveau des émissaires peut être assez importante, en fonction de l'apport, de la pente et de l'épaisseur de glace: pour fixer les idées, on a relevé des vitesses de l'ordre de 35 cm/jour au Montenvers (Mer de Glace, Alpes). Le mouvement des glaciers s'effectue sous l'action de la pesanteur. Deux types de mécanismes interviennent: un glissement de la glace sur le substrat (favorisé par la présence d'eau) et une déformation plastique de la glace.

On peut distinguer cinq types de glacier:

- les ***inlandsis***: ce sont de très vastes calottes glaciaires continentales (13. 10^6 km^2 pour l'inlandsis antarctique et 1,6 . 10^6 km^2 pour l'inlandsis groenlandais). Leur épaisseur moyenne est de l'ordre de 2000 m. Seuls les sommets les plus élevés dépassent de la calotte. Ces énormes accumulations de glace s'expliquent plus par la lenteur de la fusion sous ces climats froids et secs que par l'abondance de l'alimentation. Certaines langues des inlandsis atteignent la mer, où la houle et les marées les fragmentent en icebergs ("vélage des icebergs");
- les ***calottes locales***: de dimension plus restreinte que les inlandsis, ces calottes peuvent recouvrir des montagnes en climat froid, comme dans le nord ouest des Etats-Unis ou en Islande et émettre des langues divergentes;
- les ***glaciers de piedmont***: si plusieurs glaciers de vallée (voir ci-dessous) sont suffisamment alimentés pour arriver jusqu'au débouché des zones montagneuses, ils édifient des lobes de piedmont qui peuvent entrer en coalescence. C'était le cas des glaciers alpins lors des glaciations;
- les ***glaciers de vallée*** ou ***glaciers alpins***: leur largeur est faible par rapport à leur longueur: ce sont des langues glaciaires qui reçoivent dans leur partie amont des glaciers affluents issus de cirques;
- les ***glaciers de cirque*** ou ***glaciers suspendus***: dans les montagnes dont les sommets dépassent de peu la ligne des neiges permanentes, des glaciers se forment souvent dans les cirques; le glacier est de dimension réduite, ne comporte pas d'émissaire et est dominé par des parois rocheuses d'où descendent les avalanches qui l'alimentent;

NB: contrairement aux langues des inlandsis, la *banquise* est formée de glace de mer. L'eau de mer gèle vers -2°C, mais la glace est souvent partiellement douce, la saumure se séparant de la glace (et alimentant les eaux de fond).

3.2. Paysages glaciaires

Processus d'érosion (érosion glaciaire) et d'accumulation (moraines) donnent naissance aux formes glaciaires:

- le ***cirque***: cette dépression semi-circulaire est généralement fermée par une contre-pente. Les montagnes sculptées par les cirques présentent des crêtes escarpées, résultant de l'altération par le gel ("*nunataks*"); aux points d'intersection des crêtes peut se voir une pyramide ou "*horn*" dominant le niveau général des crêtes (ex.: le Cervin);
- la ***vallée glaciaire***: comme dit plus haut, son profil transversal est en auge (Fig. VII.15). Son profil en long est caractérisé par l'existence des surcreusements montrant une contrepente aval, souvent en amont des verrous qui sont des étranglements transversaux. Les confluences des vallées glaciaires ne se font pas toujours de plain-pied, comme celles des vallées fluviales et on observe souvent des vallées suspendues. Les parois soumises à l'érosion glaciaires sont lisses et striées; les surfaces horizontales sont moutonnées;
- les auges glaciaires occupées par la mer constituent les ***fjords***;

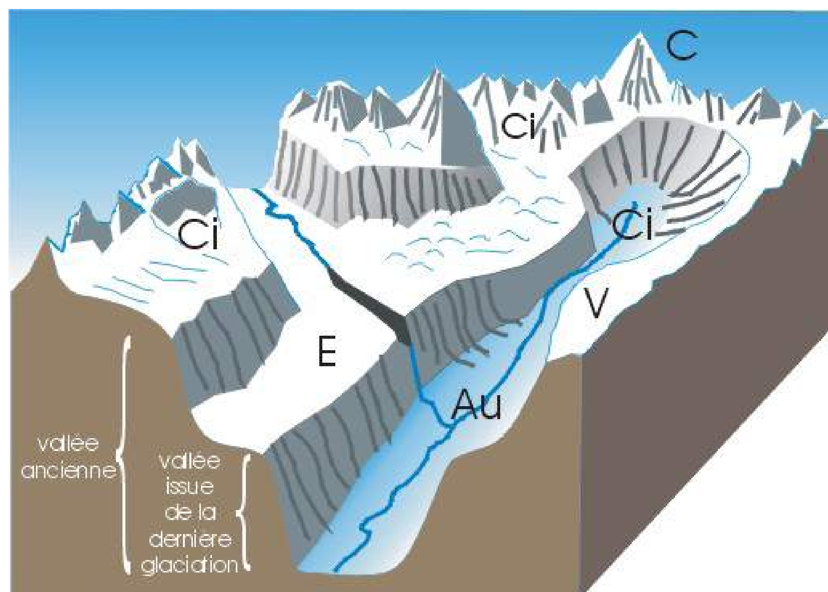
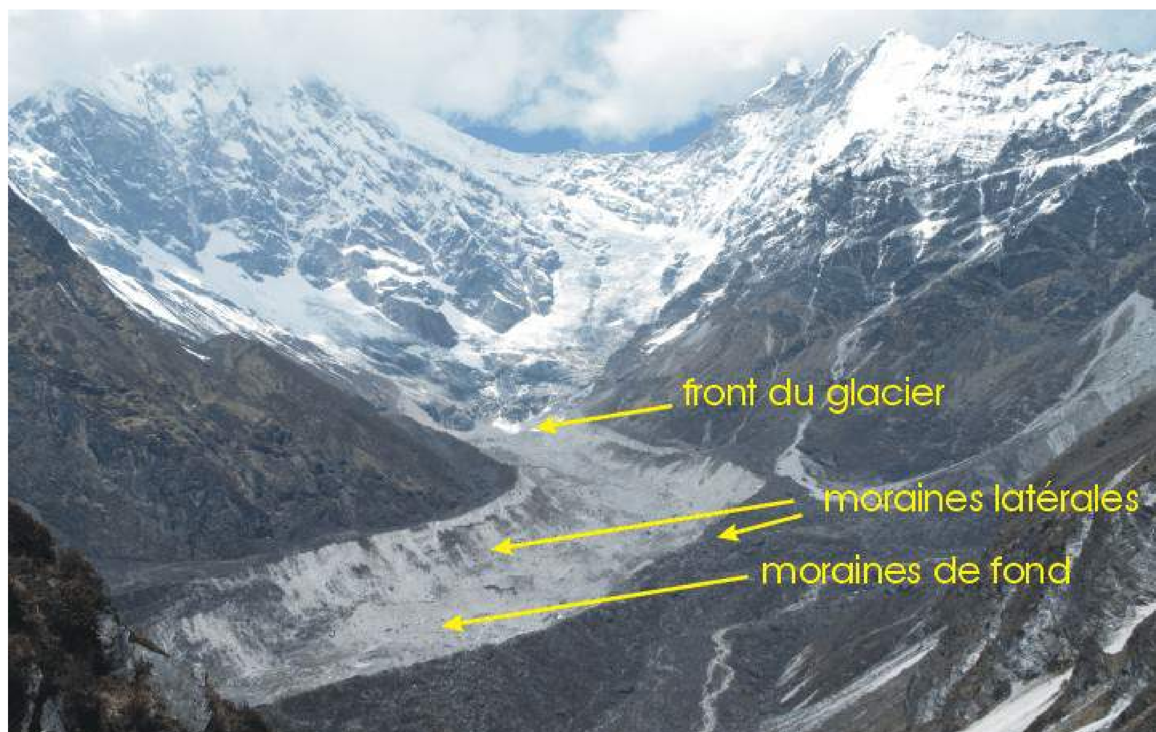


Figure VII.15: bloc-diagramme d'une vallée glaciaire. E: épaulement correspondant à une glaciation antérieure, avec roches moutonnées; Au: vallée en auge; C: crêtes; V: verrou glaciaire; Ci: cirques.

- ***plaines et plateaux glaciaires***: ce sont des surfaces peu ondulées où dominent des formes d'érosion (roches moutonnées) ou d'accumulation suivant que l'on se trouve en partie centrale ou périphérique d'une ancienne calotte glaciaire;
- en ce qui concerne les ***dépôts glaciaires***, on distingue les *moraines de fond*, les *moraines latérales*, sur les bords de la vallée glaciaire, la *moraine frontale*, formant une colline en croissant concave vers l'amont et marquant la limite maximale d'une avancée glaciaire (Fig. VII.16). Les moraines de fond peuvent donner naissance à des collines allongées de quelques centaines de mètres suivant l'écoulement de la glace, nommées *drumlins*. La reprise par les eaux courantes des matériaux glaciaires donne des dépôts mixtes fluvio-glaciaires, dont par exemple les *kames*, masses de sédiments stratifiés déposés en surface du glacier par les eaux de fonte, les *eskers*, collines serpentiformes représentant les dépôts des torrents sous-glaciaires et les *sandurs* qui sont les cônes de déjection des inlandsis. Une forme en creux laissée par la fusion de la glace est appelée *kettle*: c'est la trace d'un culot de glace morte entouré par des alluvions fluvio-glaciaires;



Glaciers et moraines près du Langtang Lirou (Himalaya, Népal). Le glacier est en recul accéléré, suite au réchauffement climatique!

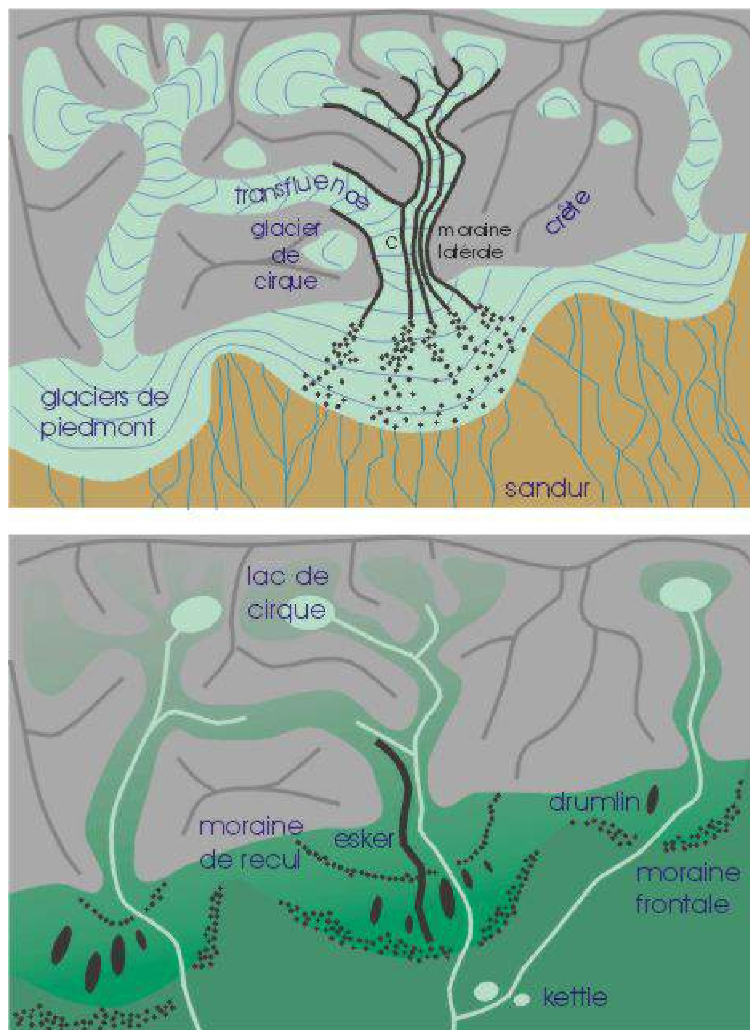
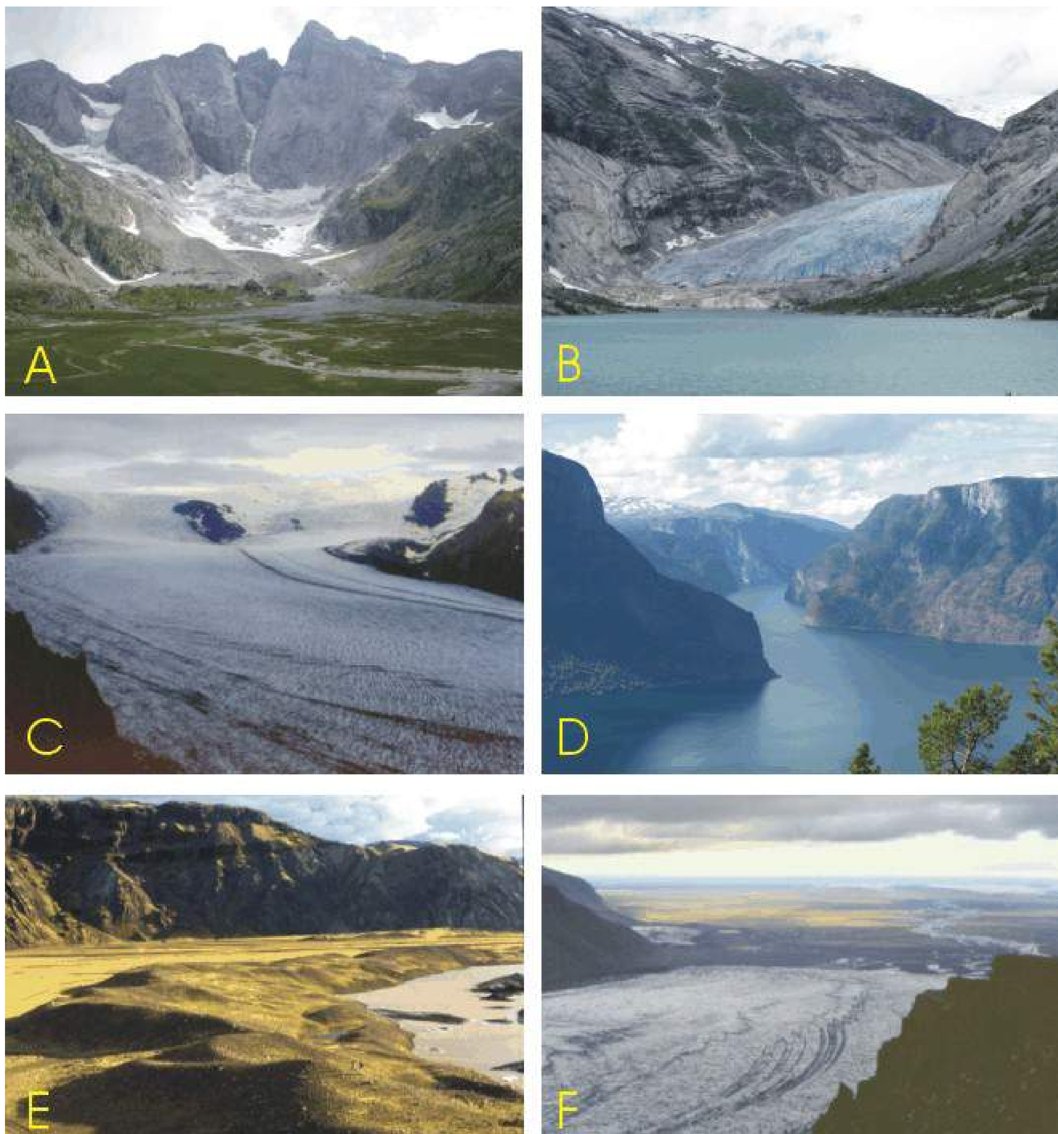


Figure VII.16: schéma d'un paysage glaciaire (en haut) (c=moraine centrale) et paysage après fonte des glaces (en bas).



A: glacier de cirque; Vignemale, Pyrénées, France. B: glacier de vallée et lac proglaciaire; Brikdalsbreen, Norvège. C: langue glaciaire issue d'une calotte glaciaire locale; remarquer les moraines centrales sur le glacier; Vatnajökull, Islande. D: fjord ou vallée glaciaire envahie par la mer; Aurlandsfjord, Norvège. E: moraine frontale et lac pro-glaciaire; deux personnes donnent l'échelle; Vatnajökull, Islande. F: langue glaciaire et sandur; les eaux de fonte du glacier forment une rivière qui méandre sur le sandur et s'écoule jusqu'à l'océan, visible dans la partie supérieure de l'image; Vatnajökull, Islande.



Drumlins dans la région de Calgary, Alberta, Canada.

3.3. Paysages périglaciaires

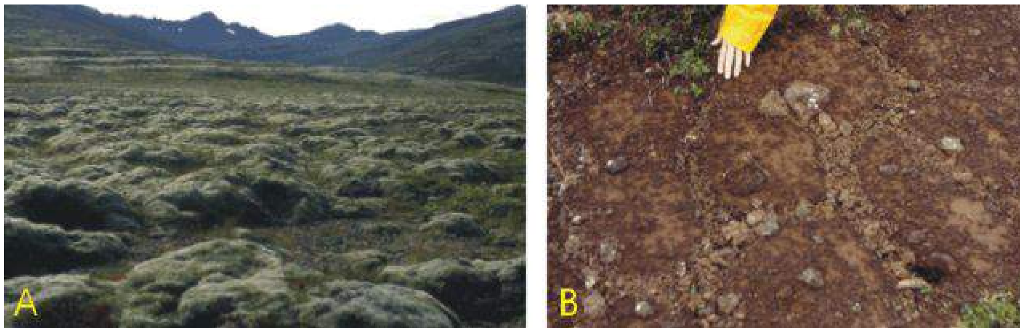
On appelle *périglaciaire* une région où le gel joue un rôle important une grande partie de l'année, mais en restant discontinu et sans qu'une couche de glace recouvre le sol en permanence. En d'autres termes, le couple gel-dégel y constitue un processus important et non occasionnel comme c'est le cas

dans les régions tempérées. L'action du gel-dégel est exacerbée par la présence d'eau.

L'action du gel sur les roches aboutit à un débitage en gros morceaux (roches macrogélives, type basalte) ou en petits morceaux (roches microgélives, type craie). Sur les sols, l'action du gel produit un gonflement et une destruction de la structure, tandis que le dégel provoque une saturation en eau, responsable de phénomènes de solifluxion. On appelle "*permafrost*" ou "*pergélisol*" ou encore "*merzlota*" (mot russe) un sol gelé en permanence. En été, la partie supérieure du sol subit le dégel et est appelée "mollisol", très imbibée d'eau suite à l'imperméabilité générée par la présence du permafrost. Le modelé des paysages périglaciaires comprend:

- les ***sols polygonaux***: ils se présentent comme une succession de polygones de quelques centimètres à quelques mètres de longueur. Le centre des polygones peut être limoneux et les côtés formés de pierres (cercles de pierres); ou à l'inverse, le centre peut être formé de cailloux et les côtés de matériel fin (roses de pierre) ou bien encore, ils peuvent être constitués de matériel non trié. L'origine des sols polygonaux reste assez mystérieuse: elle pourrait faire intervenir des processus de convection ou encore de migration de matériel suite à un gonflement inégal du sol.;
- les ***buttes gazonnées*** (ou *thufur*): ce sont des monticules de quelques décimètres de diamètre. Elle peuvent se juxtaposer avec une grande régularité, formant des champs de buttes. Par rapport aux sols polygonaux, les buttes gazonnées atteignent des latitudes (ou des altitudes) plus basses (dans le Massif Central, on en observe vers 1000 m d'altitude, alors que les sols polygonaux n'apparaissent qu'à partir de 1800 m);
- les ***coins de glace***: durant les périodes de gel extrême, le sol a tendance à se rétracter, laissant ouvert des fentes qui seront remplies de glace pendant les périodes de précipitation. La répétition du processus conduit à la formation de structures qui peuvent atteindre plusieurs dizaines de mètres de profondeur pour une largeur de quelques mètres;
- les ***pingos*** sont des monticules coniques de quelques mètres à quelques dizaines de mètres de haut, résultant du refoulement des formations meubles suite à la croissance d'un noyau ***de glace;***
- ***le*** modelé des versants: la *solifluxion* est un processus dominant, transportant en aval les produits de la cryoclastie. Ce processus est spectaculairement mis en évidence dans les *sols striés*, où les polygones sont déformés sous la forme de stries parallèles à la ligne de plus grande pente. Rappelons en outre que les versants orientés au S ou à l'W sont plus soumis au ruissellement que les versants à l'ombre et que les vallées ainsi générées adoptent un profil dissymétrique. A plus petite échelle, des alternances horizontales de roches gélives et peu gélives donnent naissance à des abris-sous-roche: la couche très gélive s'excave rapidement et la couche peu gélive surplombe l'évidemment.

On se souviendra que la plus grande partie de l'Europe a été située en contexte périglaciaire durant les glaciations quaternaires. De nombreuses formes visibles actuellement gardent encore l'empreinte de cette période.



A: buttes gazonnées; B: sol polygonal, sud de l'Islande.

4. ZONES TEMPEREES

Les régions tempérées sont caractérisées par une couverture végétale, par des pluies en toute saison, par la rareté du gel et de toute façon, en raison de la protection qu'assurent le sol et le couvert végétal, par la modicité de son action.

La partie amont des systèmes fluviatiles est constituée de cours d'eau temporaires, qui ne fonctionnent qu'après de fortes pluies ou lors du dégel. Leurs crues sont peu violentes. Les grands cours d'eau, dans la partie aval des réseaux fluviatiles, ont un débit stabilisé et leurs crues, quoique fréquentes, sont rarement catastrophiques. Sur les versants, le ruissellement est limité. L'eau s'écoule dans la litière végétale qui joue le rôle d'éponge. Dans ces conditions, le *creeping* est le principal processus affectant les sols des versants, mais il est d'autant plus lent que les variations de volume des sols dues au gel sont peu importantes et que les racines retiennent les formations meubles.



Déplacement du sol sur un versant ("creeping"), mis en évidence par le redressement progressif du tronc du mélèze. Montgenèvre, France.

L'altération chimique, en raison des températures peu élevées, est lente, contrairement au milieu équatorial. Les réactions chimiques actives dans les sols laissent subsister silice, alumine et oxydes de fer. D'une manière générale, ce système d'érosion est un des moins agressifs qui soient.

5. **ZONES ARIDES ET SEMI-ARIDES**

Les *régions arides* sont celles qui reçoivent moins de 150 mm d'eau par an (ceci correspond à la bordure nord du Sahara). Elles sont caractérisées par une couverture végétale nulle. On parle de *régions semi-arides* pour des zones de steppes ou de forêt claire où la végétation est clairsemée (exemple: la région méditerranéenne). La plupart des régions arides et même semi-arides sont aréiques ou endoréiques, avec un régime fluvial intermittent (type oued). Toutes ces zones présentent également des écarts de température importants.

L'altération mécanique est prédominante en raison de la rareté de l'eau. Les sols sont peu épais ou inexistants. Dans le désert, on pourrait parler de processus pédogénétique pour la formation du vernis du désert, mais ce serait presque un abus de langage. Dans les zones semi-arides, il se forme souvent en surface ou à faible profondeur des croûtes ou calcretes, liées à la précipitation par évaporation des ions les plus solubles.

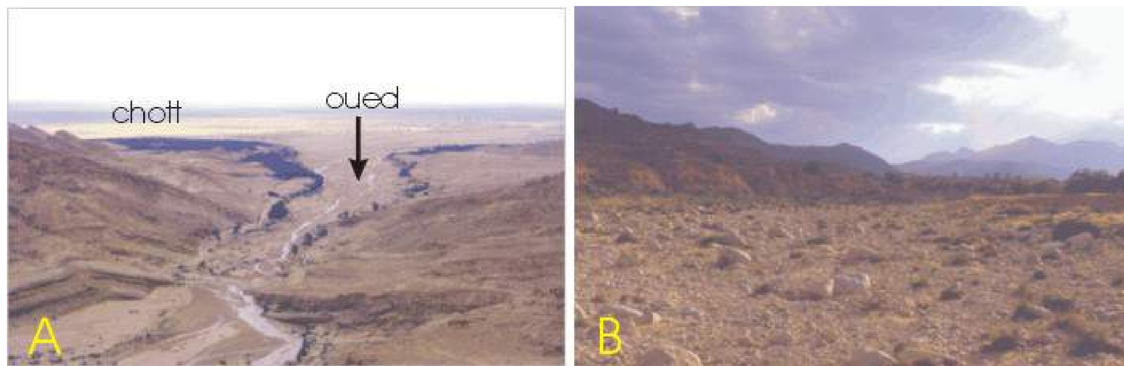
5.1. Paysages semi-arides

Dans les zones semi-arides, la faiblesse de la couverture végétale rend les processus érosifs très actifs, de même que le caractère épisodique et souvent catastrophique des précipitations. Le ruissellement est intense et les versants sont rapidement érodés, donnant naissance à des *bad-lands*. Une forme de relief courante en zone aride ou semi-aride est *l'inselberg*: il s'agit de reliefs résiduels isolés, hauts de quelques dizaines de mètres à quelques centaines de mètres, surgissant au-dessus d'une plaine, le contact se faisant par une rupture de pente nette, parfois masquée par un talus d'éboulis (Fig. VII.18).



Inselbergs dans Monument Valley, Utah, USA.

Dans les zones arides à semi-arides, le transport des sédiments commence à l'occasion du ruissellement sur les pentes, parfois sous la forme de nappes boueuses (*sheet flow*). Les eaux chargées de sédiments se rassemblent ensuite dans des *oueds* aux lits majeurs très larges, encombrés de blocs de toutes tailles, transportés par des écoulements de débris.



A: oued actif, après une période pluvieuse. Au débouché des montagnes, l'oued se perd dans un chott, vaste dépression endorhéique à tendance évaporitique. B: lit à sec encombré de blocs d'un oued. Foum el Khanga, Tunisie.

5.2. Paysages arides

Dans les déserts, le vent est l'agent essentiel de l'érosion et du dépôt. Le vent érode par déflation et par corrasion, déterminant la formation de regs, de yardangs, de chotts et playas. Les accumulations éoliennes constituent les dunes, aux formes très variées (Fig. VII.17):

- les ***barkhanes*** ou ***dunes en croissant***: les deux branches du croissant s'allongent dans la direction vers laquelle souffle le vent car elles avancent plus vite que le centre de la dune. Ce type de dune est formé par un régime de vents dominants, comme les alizés, avec une disponibilité en sable moyenne. Elle a un profil en trois sections: une section au vent par où se fait l'accumulation, en pente douce; cette section se termine brusquement, comme un tranchant (d'où le nom de *sif*, sabre, donné à la crête dans le Sahara); la deuxième section est en pente raide et constitue le talus de retombée des sables, sous le vent et la troisième est en pente plus douce car elle reçoit un placage de sable par le tourbillon de retour. Les barkhanes se déplacent à des vitesses de l'ordre de 10 m/an;
- des barkhanes peuvent former des ***dunes transversales*** par coalescence si l'alimentation en sable est importante;
- les grandes accumulations des ergs sont constituées de ***dunes longitudinales***, formant des alignements parallèles à la direction du vent et séparées par des couloirs ou *gassi*, atteignant un substrat induré. Au contraire des barkhanes, les dunes longitudinales paraissent stables (les caravanes empruntent les mêmes gassi depuis des temps immémoriaux...);
- les dunes des région tempérées ou semi-arides sont en général fixées par la végétation. Ceci a comme conséquence de retenir les branches latérales qui avancent moins vite que la partie centrale où le vent a plus de prise: on obtient ainsi une ***dune parabolique***;
- enfin, si la direction du vent est variable, on obtient des ***dunes en étoile*** *ou* ***rhourds***.

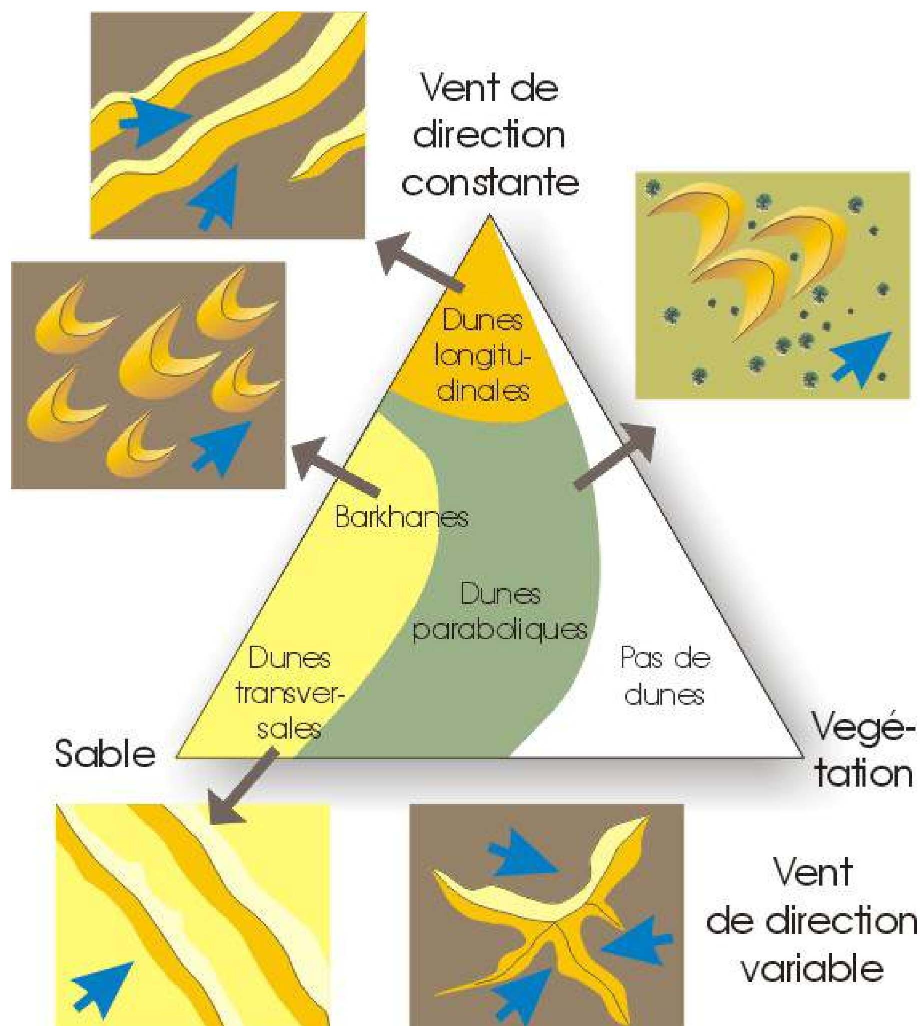
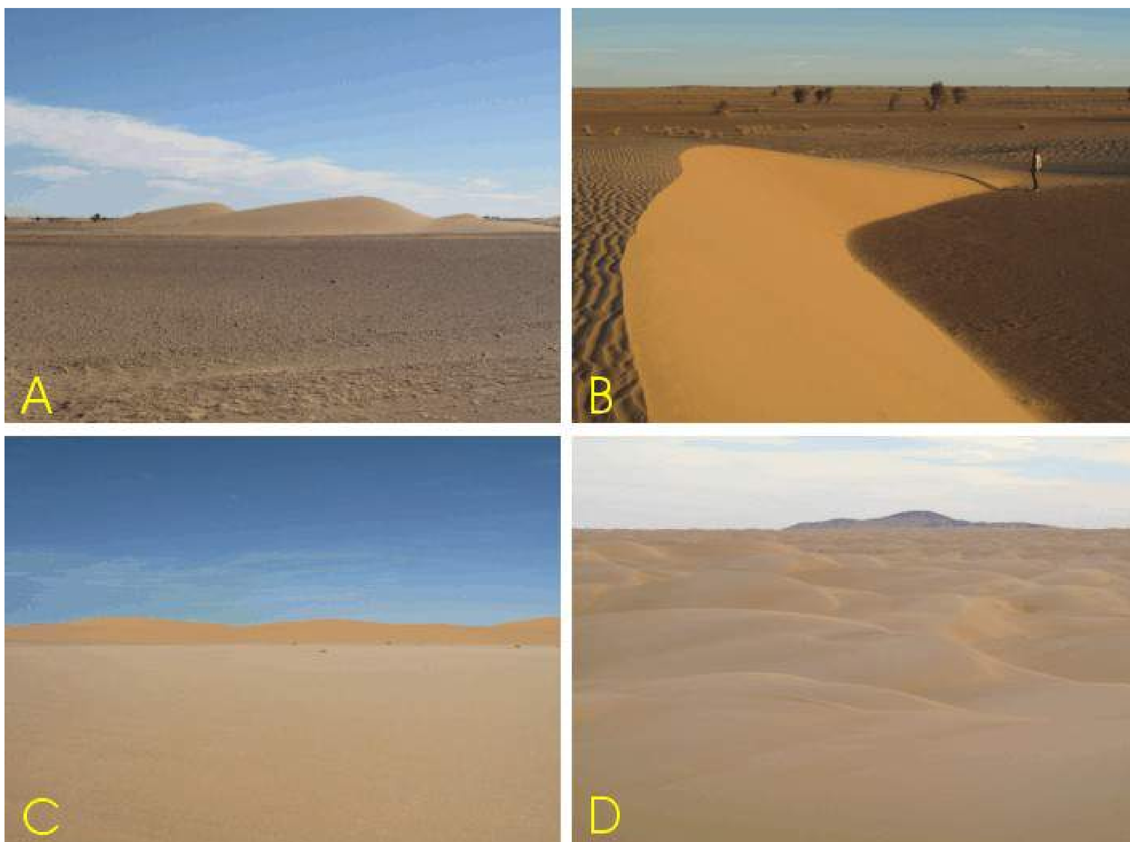


Figure VII.17: types de dunes en fonction de la vitesse du vent, de la présence de végétation et de l'apport en sable. La flèche bleue indique la direction du vent dominant.



A: barkhanes, près de Benichab, Mauritanie; le vent souffle de la gauche vers la droite de la photo. B: détail, montrant le flanc sous le vent, correspondant à un talus d'avalanche. C: dunes longitudinales alignées parallèlement aux vents dominants (alizés du nord-est), près de Akjoujt,

Mauritanie. D: erg Amatlich, Mauritanie.

6. ZONES TROPICALES ET EQUATORIALES

On peut qualifier d'*équatorial* le climat sans saison sèche marquée et de *tropical* celui que caractérise l'alternance d'une saison sèche et d'une saison humide. Au climat équatorial correspond une couverture forestière dense (jungle) tandis qu'au climat tropical correspond une savane ou forêt claire.

Dans les zones tropicales et équatoriales, l'altération chimique est dominante. Outre la dissolution des sels, des calcaires et des alumino-silicates, elle entraîne également la silice, donnant naissance à des minéraux d'altération plus pauvres en SiO_2 que dans les pays tempérés (kaolinite). Seuls restent insolubles l'alumine et des oxydes de fer comme l'hématite, donnant naissance par dessiccation à des cuirasses en climat tropical à saisons contrastées.

Dans la forêt dense (>1400 mm de précipitation, réparties sur plus de 9 mois), le ruissellement est très faible car l'essentiel des précipitations est évapotranspiré ou percole dans la litière végétale. Peu de sédiments sont donc transportés. Les sols sont des argiles rouges épaisses; ils revêtent des successions de collines mollement ondulées dont dépassent des dômes rocheux lisses à forme parabolique appelés *pains de sucre* (Fig. VII.18). Ces dômes plus résistants, une fois formés, sont relativement épargnés par l'érosion car leurs pentes sont sèches et non recouvertes du manteau d'altération humidifiant.

Dans la savane, le sol est constitué de cuirasses indurées (formées en saison sèche) découpées en plateaux par l'érosion ou de plaines dominées par des inselbergs, comme en milieu aride. Dans certains cas, plusieurs étages de cuirasses peuvent former des *bowals*, vastes plans cuirassés organisés en gradins.

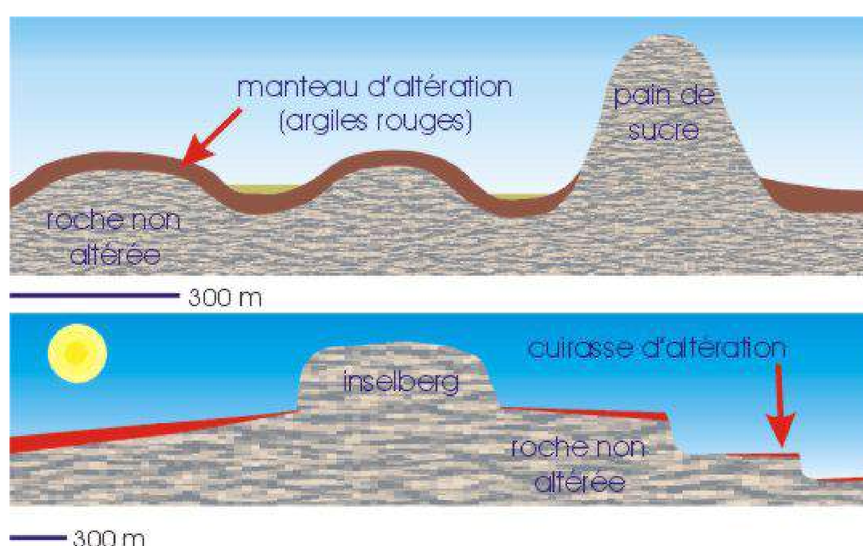
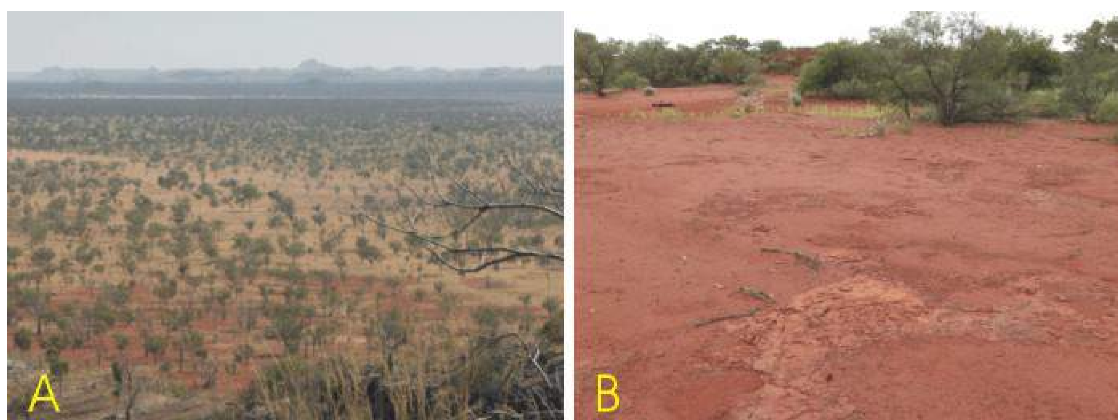


Figure VII.18: types de reliefs de la forêt équatoriale (en haut) et de la savane (en bas).



A: paysage de savane en climat tropical. B: altération chimique (latérisation) en climat tropical. Ouest de l'Australie.

Références

B. Beaudoin, I. Cojan, G. Fries, J. Maillart, O. Parize, M. Pinault, B. Pinoteau & V. Truyol, 1987. Mesure directe de la compaction dans les sédiments. In Aissaoui D.M. Ed., Genèse et évolution des bassins sédimentaires. Notes et Mémoires Total CFP, 21, 235-247.

P.W. Choquette & L.C. Pray, 1970. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. AAPG Bull., 54, 207-250.

J. Gerard & R. Bromley, 2008. Ichnofabrics in clastic sediments: applications to sedimentological core studies. A practical guide. Total-ASF-Repsol, 100 pp.

K. Konhauser, 2007. Introduction to geomicrobiology. Blackwell, 425 pp.

A. Strahler & A. Strahler, 1983. Modern Physical Geography (2 ed). J. Wiley & Sons, 532 pp.

V.P. Wright, 1994. Paleosols in shallow marine carbonate sequences. Earth-Science Reviews, 35, 367-395.

AUTRES COURS EN LIGNE/OUVRAGES:

une brève histoire de la géologie

géologie de terrain

géologie de la Wallonie

excursions

sédimentologie

compléments de pétrologie sédimentaire

notes de TP de pétrologie sédimentaire

Homepage Université de Liège: http://www.ulg.ac.be
Homepage Faculté des Sciences: http://www.ulg.ac.be/facsc/
Homepage Géologie: http://www.facsc.ulg.ac.be/cms/c_1468767/fr/accueil-geologie

Responsable du site: fboulvain@ulg.ac.be
Date de dernière mise à jour : 26/5/2016
Pétrologie sédimentaire, B20, Université de Liège, B-4000 Liège



Université de Liège

